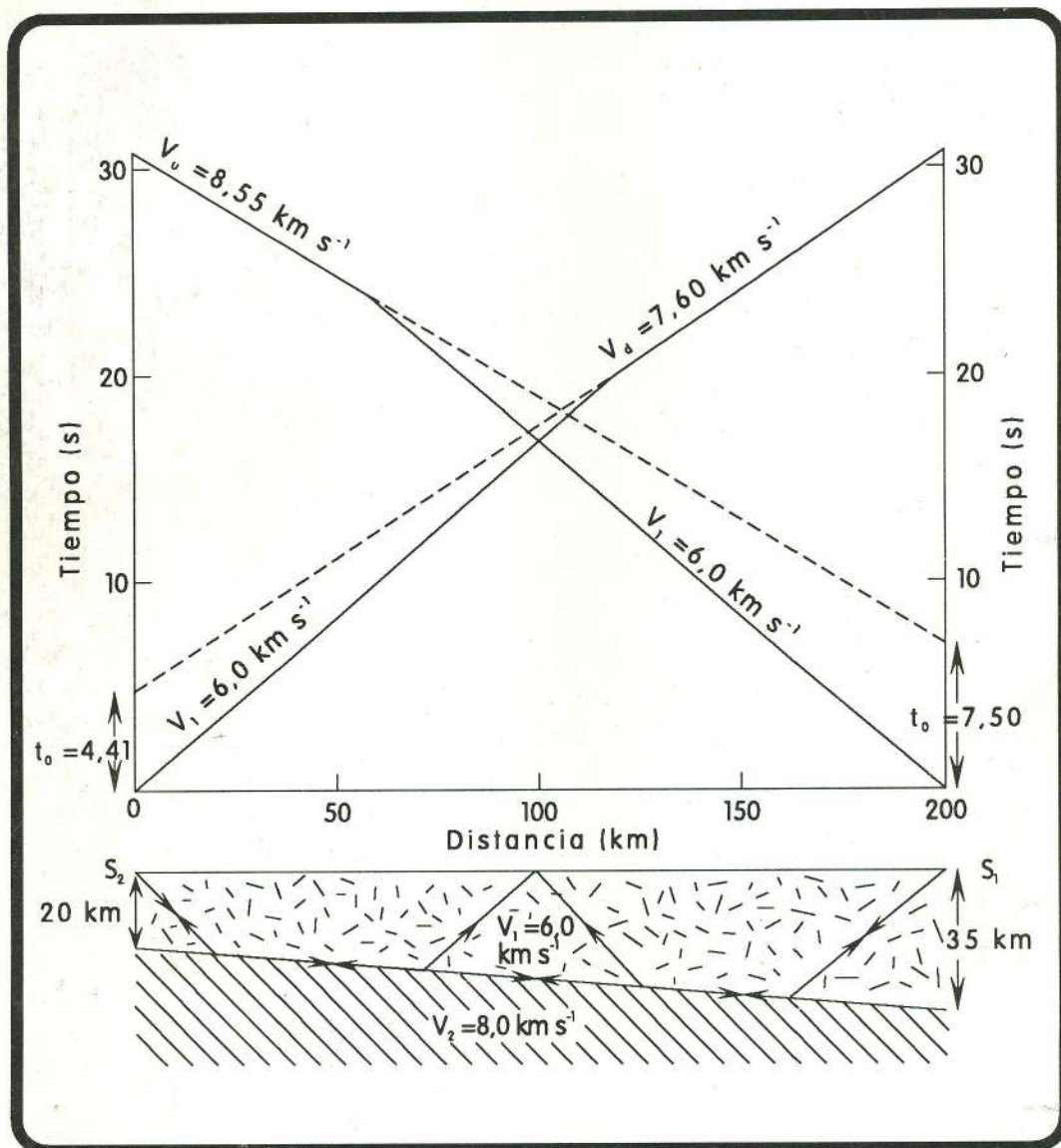


GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



Volúmen 12

No.1

Enero de 1992

GEOS

Organo Informativo de la Unión Geofísica Mexicana.
(ISSN 0186-1891)

EDITORES: Francisco Medina y Cinna Lomnitz

COMITE EDITORIAL: Juan M. Espíndola Castro, Luis Delgado, Miguel Lavin,
Jaime Yamamoto.

APOYO EDITORIAL: Carmen Marquez, Marcos Paulo González Otero, Armando
Reyes Serrato, Norma Vázquez, Jose Luis García Chávez.

Publicación parcialmente apoyada por: CICESE e IGF-UNAM.

Diseño y formación: Letras y Diseño Digital.

Toda correspondencia dirigirla a: Inst. Geofísica UNAM
At'n.: Francisco Medina
A. Postal 2681, Ensenada, B.C. C.P. 22830
FAX: 91-667-446-03 Tel.: 91-667-446-02

UNION GEOFISICA MEXICANA*

Presidente:	Dr. Carlos Gay	(CCA-UNAM)
Vicepresidente:	Dr. Enrique Gomez T.	(CICESE)
Tesorero:	M.C. Francisco Medina	(IGF-UNAM)
Srio Gral.:	M.C. Rene Garduño	(CCA-UNAM)
Srio. Difusión:	Dr. Cinna Lomnitz	(IGF-UNAM)
Srio. Educación:	Dr. Miguel Lavin	(CICESE)
Srio. Investigación:	M.C. Luis Delgado	(CICESE)

* La Unión Geofísica Mexicana (UGM) es la Sociedad Civil no lucrativa de los profesionales de la Geofísica y Ciencias relacionadas.

INDICE

DETERMINACION DE LOS COEFICIENTES DE REFLEXION, TRANSMISION Y ESTIMACION DE LA DENSIDAD, COEFICIENTES DE POISSON, VELOCIDAD LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL EN "N" MEDIOS. G.F. Ronquillo y L.C. Ramírez.	2
USO DE LA TRANSFORMACION $P-\tau$ EN LA EXTRACCION DE CURVAS DE DISPERSION EN DATOS DE REFRACCION SISMICA SOMERA Juan Martín Gómez-González, Carlos Calderón M y Emilio A. Vera García	7
ESTIMACION DE LA DISTRIBUCION DE VELOCIDADES USANDO TOMOGRAFIA DE TRANSMISION PARA V.S.P. Luis. C. Ramírez Cruz, Garardo F. Ronquillo Jarillo	11
UNA INTRODUCCION A LA INVERSION UNIDIMENSIONAL DE SISMOGRAMAS: LOS CASOS DE DECONVOLUCION DINAMICA Y FILTRADO DE WIENER Marco Antonio Torres Vera, Sergio Chávez Pérez	15
TOMOGRAPHIC INVERSION OF TRAVEL TIME IN TERMS OF DEPTH PARAMETERS J.A. Madrid and J.C.V. Traslósheros	20

EDITORIAL

En el presente año inicia sus actividades una nueva mesa directiva de la Unión Geofísica. Es nuestro propósito ampliar las actividades de la Unión para incrementar el número de socios activos, conseguir mayores recursos económicos, promover mayores actividades académicas y estrechar relaciones con las empresas del sector paraestatal y del sector privado que laboran en el área geofísica en el país.

Entre las primeras actividades a las que nos hemos dedicado destaca la organización de nuestra próxima reunión de noviembre, que pensamos realizar en Puerto Vallarta. Así también, hemos iniciado una política editorial mas amplia mediante el proyecto de edición de una serie de monografías geofísicas.

La edición de libros en español para la enseñanza superior y de posgrado, en el área de la geofísica, es una de las actividades que hemos considerado mas importantes ya que por medio de esta acción queremos promover los estudios de posgrado y dar a conocer la investigación que se lleva a cabo en nuestro país en la actualidad.

Para hacer frente a este nuevo periodo de la Unión, estamos seguros que los socios activos nos brindaran su apoyo al igual que lo han hecho con las pasadas mesas directivas. Damos por tanto las gracias de manera anticipada a todos los socios de la Unión y los invitamos a colaborar estrechamente con la nueva mesa. Cualquier opinión sera bienvenida.

Por la nueva mesa directiva

Dr. Carlos Gay,
Presidente,

DETERMINACION DE LOS COEFICIENTES DE REFLEXION, TRANSMISION Y ESTIMACION DE LA DENSIDAD, COEFICIENTES DE POISSON, VELOCIDAD LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL EN "N" MEDIOS.

G.F. Ronquillo y L.C. Ramírez.

Instituto Mexicano del Petróleo.

Subdirección de Tecnología de Exploración.

Ave. Eje Central Lázaro Cárdenas Nte.

No. 152 C.P. 07730

RESUMEN

Mostramos parte de los resultados preliminares de la primera etapa de investigación en la integración de parámetros acústicos, petrofísicos, módulos elásticos, coeficientes de reflexión, transmisión, Poisson, absorción, de Biot, atenuación, conversión y anisotropía.

Básicamente en esta primera etapa el objetivo fue determinar los coeficientes de reflexión y transmisión, así como la densidad, coeficiente de Poisson, velocidad longitudinal (P) y transversal (S) en función del ángulo de incidencia y la suma de sus potenciales ("N" medios). Analizando su comportamiento en diferentes medios tanto sólidos como líquidos.

INTRODUCCION

En primer término se resuelve el problema directo, que consiste en el cálculo de los coeficientes de reflexión y transmisión en función de su ángulo de incidencia y la suma de sus potenciales, incidente, reflejado y transmitido para medios bidimensionales multiestratificados y otros medios (agua-sólidos, fluidos). En el tratamiento del problema inverso se estimaron la densidad, velocidad (P y S) mediante las ecuaciones de Brekhovskikh (1980) para un medio acústico - elástico y Aki Richard (1980) para un medio elástico - elástico. Ambos problemas se aplicaron en distintos medios (sólido-sólido con fluido-sólido, agua-sólido y fluidos).

TEORIA

Las ecuaciones básicas para determinación de los coeficientes de reflexión y transmisión se basaron en las siguientes ecuaciones:

Medios sólidos.

Ecuaciones de onda plana armónica

$$\nabla^2 \varphi + K^2 \varphi = 0 \quad (1)$$

donde φ es el potencial escalar de las ondas P, K^2 es el número de onda.

Resolviendo la ecuación (1) con $\varphi = \varphi(x, y, z, t)$ obtenemos la ecuación de las ondas planas armónicas en el espacio.

$$\varphi = \varphi_0 e^{\pm i(k_x x + k_y y + k_z z)} \quad (2)$$

Para una onda incidente (P)

$$\varphi_i(x, z) = \varphi_0 e^{\pm i k_1 (x \sin \theta_1 + z \cos \theta_1)} \quad (3)$$

Cuando esta onda (P) incide en una interfase tendremos

onda reflejada P

$$\varphi_r(x, z) = \varphi_0 e^{\pm i k_1 (x \sin \theta_1 + z \cos \theta_1)} V_{pp}$$

onda reflejada S

$$\Psi_{r(x,z)} = \Psi_0 e^{\pm i k_1 (x \sin \alpha_1 + z \cos \alpha_1)} V_{ps}$$

onda transmitida P

$$\varphi_t(x, z) = \varphi_0 e^{\pm i k_2 (x \sin \theta_2 + z \cos \theta_2)} W_{pp}$$

onda transmitida S

$$\Psi_{t(x,z)} = \Psi_0 e^{\pm i k_2 (x \sin \alpha_2 + z \cos \alpha_2)} W_{ps} \quad (4)$$

RESULTADOS

Las ecuaciones encontradas para los diferentes medios se aplicaron a modelos hipotéticos geológicos.

Modelo hipotético (Lutita - Gas con Arena - Lutita2), Figura 1., donde se obtuvieron los coeficientes de reflexión del techo y la base de la arena con gas así como los coeficientes de transmisión de la arena con gas y lutita de las ondas (P y S), Figura 2. Analizando las gráficas de esta figura los coeficientes de reflexión de las ondas p del techo aumentan conforme el ángulo de incidencia con polaridad negativa, así mismo la base pero con polaridad positiva. Los coeficientes de transmisión de la arena con gas, son mayores que los de la lutita. Para las ondas (S) el techo cambia a la polaridad positiva y la base negativa.

Los coeficientes de reflexión de las ondas P y S se convolucionaron con pulsos de Ricker de 30 y 60 Hertz respectivamente obteniéndose los sismogramas sintéticos correspondientes, Figura 3. En estos sismogramas sintéticos se ve claramente el aumento de la amplitud conforme aumenta el ángulo de incidencia.

En base a los coeficientes de reflectividad de los sismogramas sintéticos de las ondas (P), se estimó la densidad, coeficiente de Poisson, velocidad (P y S) en función de su ángulo de incidencia, Figura 4.

Además se probaron los siguientes modelos: (lutita - agua con arena - lutita), (lutita - aceite con arena - lutita), apreciando diferencias en sus coeficientes de reflexión, transmisión, Poisson, densidad, velocidad (P y S), conforme el aumento del ángulo de incidencia.

Modelo hipotético (agua - clásticos - clásticos - basalto - clásticos), donde los coeficientes de reflexión,

donde

$\Phi_{r(x,y)}$	-potencial reflejado (P)
$\Psi_{r(x,y)}$	-potencial reflejado (S)
$\Phi_{t(x,y)}$	-potencial transmitido (P)
$\Psi_{t(x,y)}$	-potencial transmitido (S)

Vpp, Vps, Wpp y Wps - coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas (P y S).

Fluidos.

Ecuación de desplazamiento de las partículas en el campo del sonido.

$$V = \nabla p / i\omega\rho$$

$$P_i = e^{i(k_1 \sin \theta_1 - k_1 z \cos \theta_1)} \quad \text{- onda incidente}$$

En el proceso del problema inverso para la estimación de la densidad, velocidad (P y S) nos basamos en las ecuaciones de Brekhovskikh (1980) para un medio (acústico - elástico).

$$V_{pp} = \frac{\frac{\rho_2 C_2 \cos^2 2\alpha_2}{\rho_1 C_1 \cos \theta_2} + \frac{\rho_2 C_2 B_2 \sin^2 2\alpha_2}{\rho_1 C_1 C_2 \cos \alpha_2} - \frac{1}{\cos \theta_1}}{\frac{\rho_2 C_2 \cos^2 2\alpha_2}{\rho_1 C_1 \cos \theta_2} + \frac{\rho_2 C_2 B_2 \sin^2 2\alpha_2}{\rho_1 C_1 C_2 \cos \alpha_2} + \frac{1}{\cos \theta_1}}$$

y la Aki Richard (1980) para un medio (elástico - elástico).

$$PP = \frac{1}{2} (1 - 4 B^2 p^2) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta_1} \frac{\Delta C}{C} - 4 B^2 p^2 \frac{\Delta B}{B}$$

Modelo Hipotético de Lutitas-Gas • Arena-Lutitas

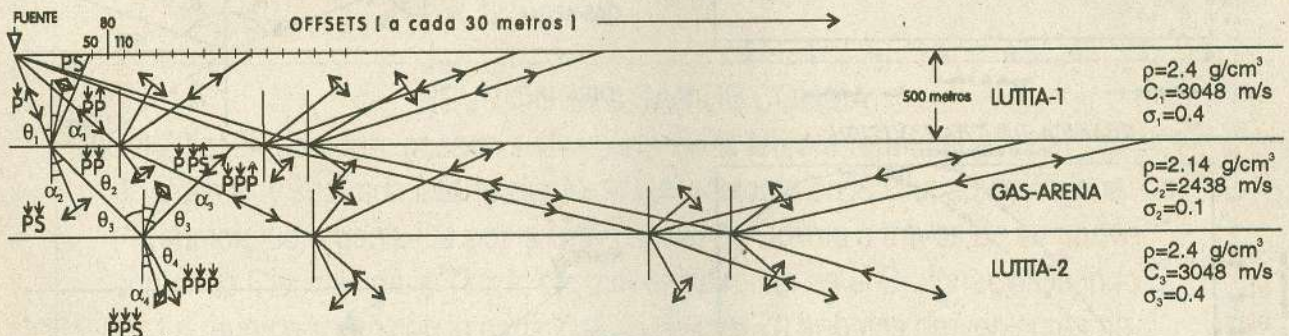
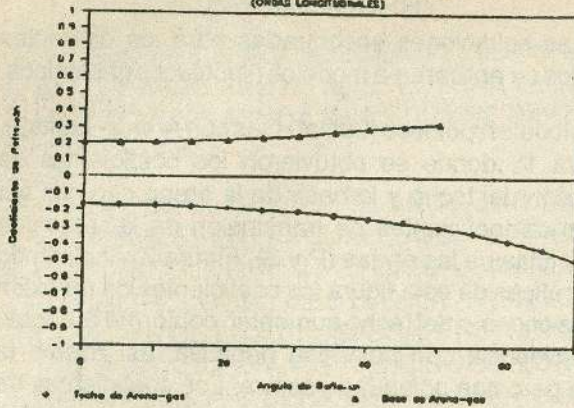
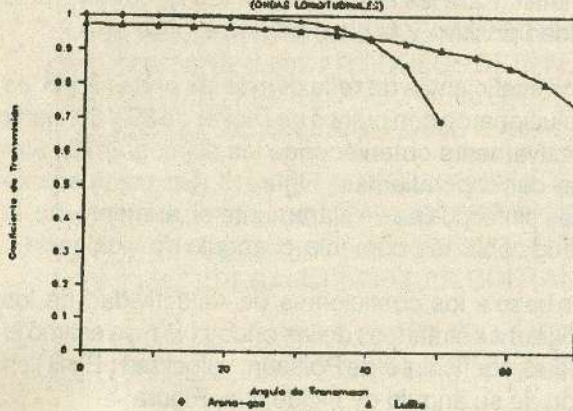


Figura 1. ρ_1, ρ_2, ρ_3 -Densidades; C_1, C_2, C_3 -Velocidades longitudinales; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ -Coeficiente de Poisson; $\hat{P}$ -Onda incidente longitudinal (p); $\hat{P}\hat{P}$ -Onda reflejada (p); $\hat{P}\hat{S}$ -Onda reflejada transversal (s); $\hat{P}\hat{P}\hat{P}$ -Onda transmitida (p); $\hat{P}\hat{S}\hat{S}$ -Onda transmitida (s); $\hat{P}\hat{P}\hat{P}$ -Onda reflejada (p); $\hat{P}\hat{S}\hat{S}$ -Onda reflejada (s); $\hat{P}\hat{P}\hat{P}\hat{P}$ -Onda transmitida (p); $\hat{P}\hat{S}\hat{S}\hat{S}$ -Onda transmitida (s); $\theta_1, \theta_2, \theta_3$ -Ángulos incidentes, reflejados y transmitidos; $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ -Ángulos reflejados y transmitidos

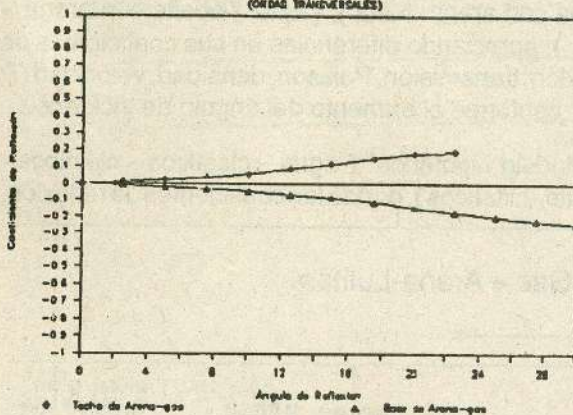
GRAFICA DE REFLEXION (ONDAS LONGITUDINALES)



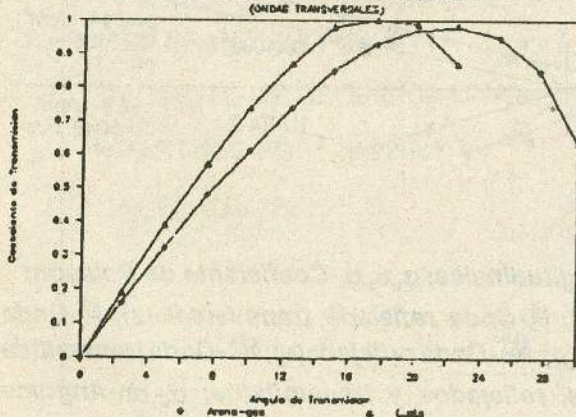
GRAFICA DE TRANSMISION (ONDAS LONGITUDINALES)



GRAFICA DE REFLEXION (ONDAS TRANSVERSALES)



GRAFICA DE TRANSMISION (ONDAS TRANSVERSALES)



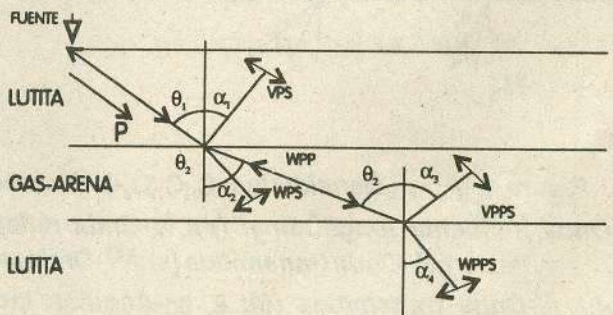
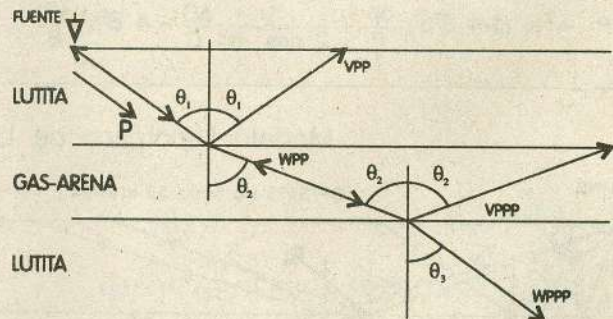
transmisión, Poisson, así como la densidad, velocidad, (P y S), concuerdan con el modelo propuesto y tienen estos parámetros variación conforme aumenta el ángulo de incidencia.

Modelo hipotético (gas-aceite-agua), el coeficiente de reflexión del techo del aceite es mucho mayor que su base. Los coeficientes de transmisión del aceite es ligeramente mayor que del agua con pequeñas variaciones conforme aumenta el ángulo de incidencia.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos concuerdan con los modelos hipotéticos propuestos. Los distintos parámetros tanto del programa directo como inverso en "N" medios (sólido, sólido con fluido y fluidos) de cada señal sísmica y su promedio, nos ayuda a distinguir las características de variación de las distintas interfaces en función de su ángulo de incidencia. Se puede aplicar como una herramienta para la interpretación de las características litológicas de diferentes formaciones saturadas con distintos fluidos (gas, aceite y agua).

Figura 2. Coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas longitudinales-transversales

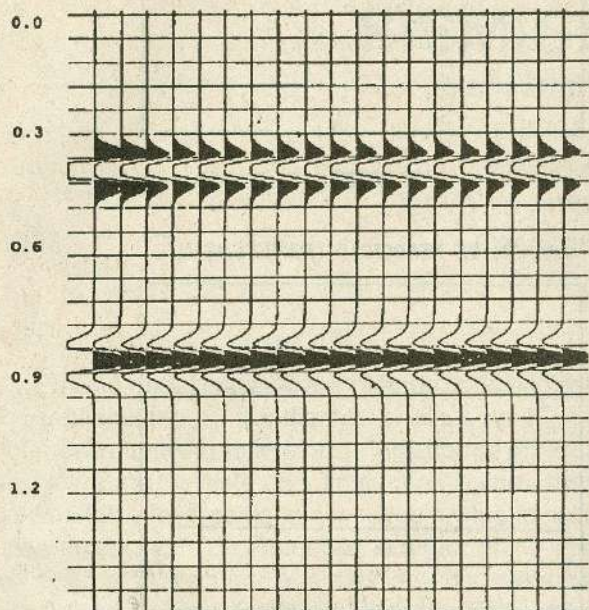


SISMOGRAMA SINTETICO DE LAS ONDAS
LONGITUDINALES

MODELO HIPOTETICO LUTITA-GAS CON ARENA-LUTITA

ANGULOS DE REFLEXION (Grados)

69 57 26 25 24 22 20 19 17 16 14 13 11 9.3 8 6 5 4 3 0



SISMOGRAMA SINTETICO DE LAS ONDAS
TRANSVERSALES

MODELO HIPOTETICO LUTITA-GAS CON ARENA-LUTITA

ANGULOS DE REFLEXION (Grados)

22 20 11 10 9.4 9 8.3 8 7 6.5 6 5 4.5 4 3 2 1 0

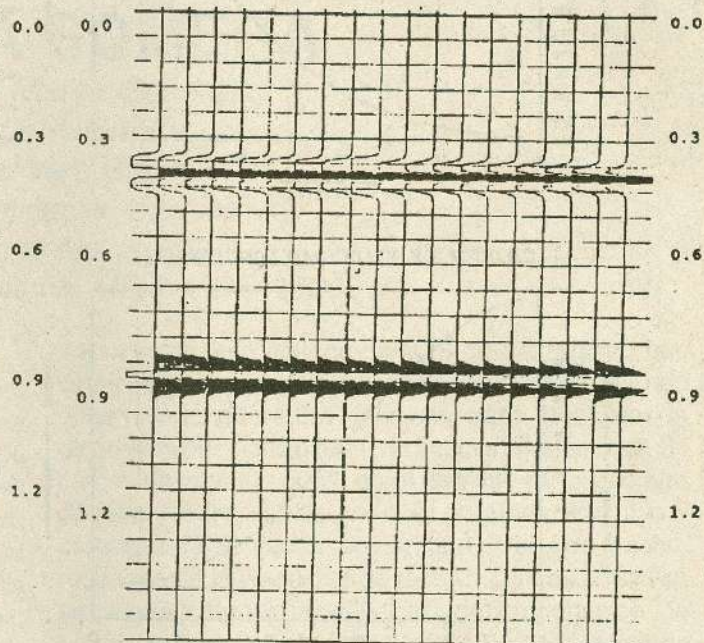


Figura 3. Sismogramas sinteticos de las ondas p y s.

REFERENCIAS

Aki, K., and Richards P, 1980, Quantitative Seismology Theory and Methods. W.H. Freeman and Co.

Brekhovskikh L., 1980, Waves in Layered Media. New York: Academic Press.

Levy S., Cabrera J., Stinson K., Oldenburg D., and Chapman R. 1986, The Estimation of Density, P-Wave, and Wave speeds of the Top-Most Layers of Sediments.

REUNION VOLCAN DE COLIMA

Del 20 al 24 de enero pasado se llevó a cabo la tercera reunión nacional "Volcan de Colima" y segunda internacional de vulcanología en la Ciudad de Colima. La

reunion fue organizada por la Universidad de Colima a traves de su nuevo centro de Ciencias de la Tierra, cuyo nuevo director es el Dr. Ignacio Galindo E.

La reunión contó con la participación de casi 70 trabajos provenientes de diferentes instituciones nacionales e internacionales. Vulcanólogos de Japon, EUA, Inglaterra, Italia, Francia, Colombia, Costa Rica, Union Sovietica, Argentina, Perú, y México se reunieron para debatir temas de vulcanologia.

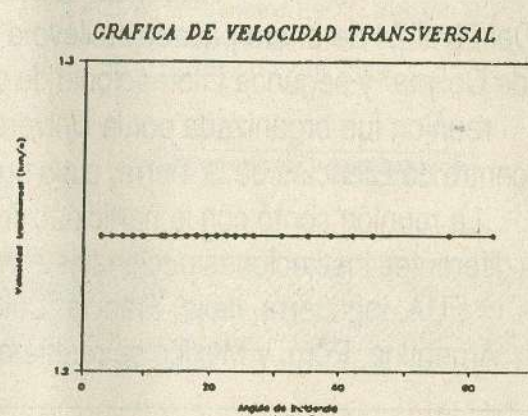
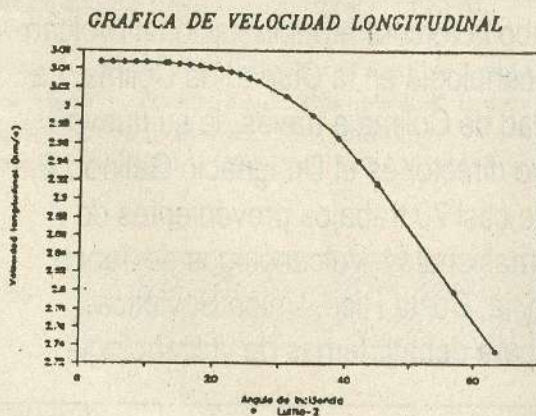
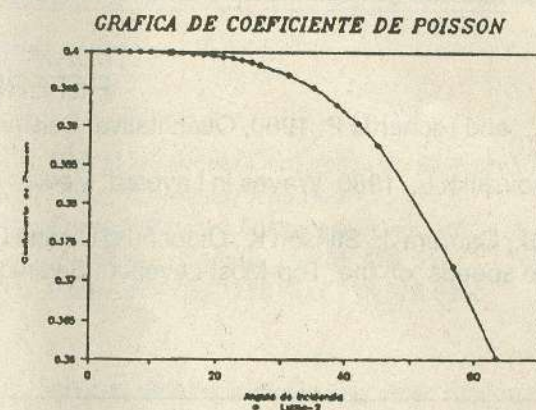
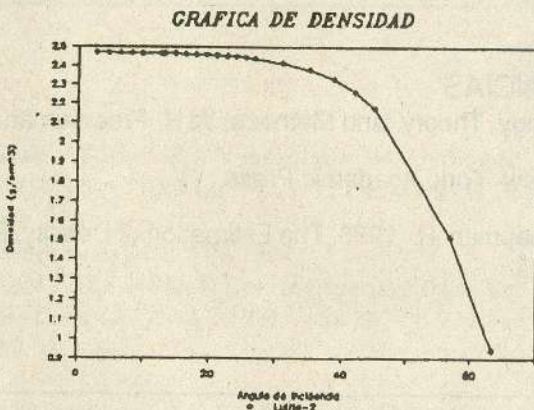
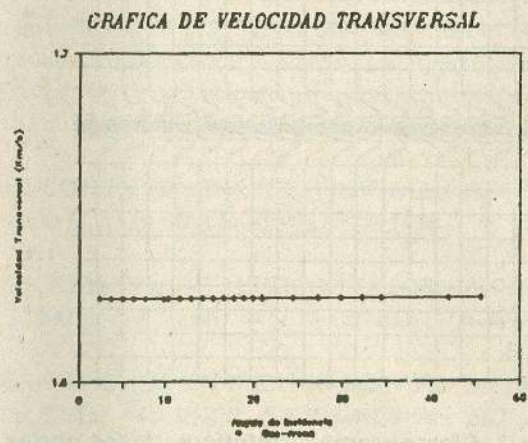
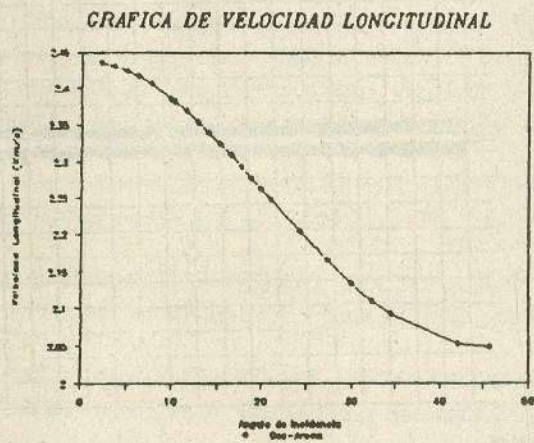
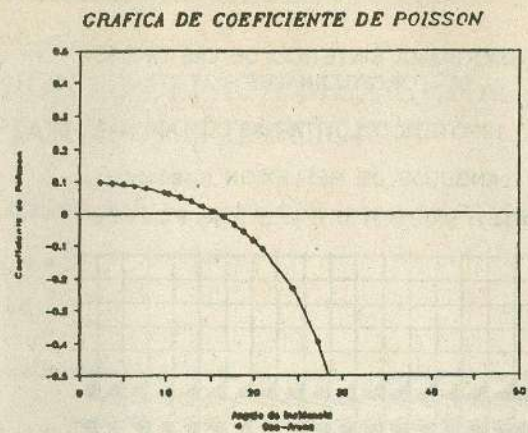
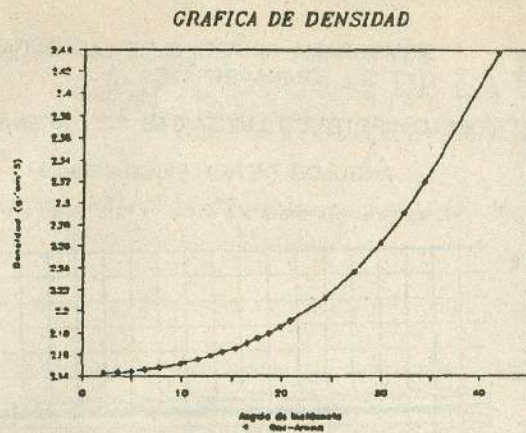


Figura 4. Resultados del problema inverso.

USO DE LA TRANSFORMACION $P-\tau$ EN LA EXTRACCION DE CURVAS DE DISPERSION EN DATOS DE REFRACCION SISMICA SOMERA

Juan Martín Gómez-González

Carlos Calderón M y

Emilio A. Vera García

Centro de Investigación Sísmica, AC

Carretera al Ajusco 203

Col. Héroes de Padierna, México, DF. 14200

RESUMEN

En este trabajo se aplica el método conocido como $P-\tau$ (apilamiento de pendientes o "slant-stack") para obtener la curva de dispersión de registros de refracción sísmica. Este consiste en sumar todas las amplitudes contenidas a lo largo de varios rayos p y luego aplicar una transformada de Fourier en la dirección de τ para así obtener la frecuencia ω asociada con cada velocidad de fase. En el dominio de esta transformación, p es el parámetro de rayo (recíproco de la velocidad de fase) y ω representa frecuencia angular. El uso de las transformaciones lineales del dominio $X-T$ (distancia-tiempo de arribo) al dominio $p-\omega$ (parámetro de rayo-frecuencia) permite que cada modo de propagación de ondas superficiales se separe y su identificación sea factible. Se utiliza un modelo estratificado para ilustrar nuestros resultados con sismogramas sintéticos. La obtención de curvas de dispersión en el dominio $p-\omega$ tiene las ventajas de que no se requieren distancias muy pequeñas entre receptores y la longitud del tendido no necesita ser muy grande.

INTRODUCCION

Durante la exploración sísmica es común observar que en los registros de campo predominan ondas superficiales en el movimiento. Estas ondas son consideradas como ruido generado por la fuente y generalmente la información que este presenta es desechada. Sin embargo, este "ruido" contiene información de las propiedades del medio por el que se propagan las ondas, aunque para extraer esta información se requieren técnicas más complicadas de procesamiento e interpretación que las que generalmente se utilizan en estudios tradicionales (Gabriels et al., 1987).

Para realizar inversión sísmica mediante el uso de registros con presencia de ondas superficiales se requiere conocer la curva de dispersión. Esta relaciona la velocidad de propagación de un modo dado con la frecuencia, depende de la distribución vertical de

velocidades y se obtiene de la parte del registro que contiene ondas superficiales. En sismología, se han desarrollado diferentes técnicas para identificar la dispersión de ondas a partir de secciones sísmicas. Es común observar la curva en el dominio del parámetro de rayo y la frecuencia ($p-\omega$). El parámetro de rayo p corresponde al vector de lentitud y es, de hecho, recíproco de la velocidad de fase C . Con esta técnica se puede obtener la velocidad de propagación de ondas de corte en el subsuelo al extraer la curva de dispersión e invertir para conocer un modelo estratificado.

TRANSFORMACION $P-\tau$

Existen un gran número de aplicaciones en las cuales se usa la transformación $P-\tau$ para analizar datos sísmicos. La selección del método apropiado depende de la disposición del arreglo de geófonos. La transformación mapea datos sísmicos en el dominio $X-T$, en el que son recolectados los datos, al dominio $P-\tau$ para ser analizados e interpretados de manera más sencilla. El eje vertical τ se define como el tiempo de retraso o componente vertical del tiempo total de viaje y el eje horizontal p se define como parámetro de rayo y representa el inverso de la velocidad de fase o lentitud (Kappus et al., 1990). La ley de Snell sostiene que el factor de lentitud es constante a lo largo de la trayectoria del rayo, por lo que cada traza en el dominio $P-\tau$ representa una onda plana en el medio de propagación (Stoffa et al., 1981). En seguida, se hace una transformada de Fourier en la dirección de τ para representar los valores en frecuencia ω y obtener finalmente una esquematización $p-\omega$. Con esto se tiene la frecuencia asociada a cada velocidad de fase y la curva de dispersión puede observarse directamente en la gráfica de esta transformación.

Matemáticamente, la transformación $p-\tau$ es lineal e invertible entre los dominios $X-T$ y $p-\tau$. Este método surge de la interpretación geométrica de esta transformación como una reparametrización de los

arribos en términos de sus pendientes y tiempos de intercepción para analizar datos en función de velocidades aparentes. Inicialmente se realiza un apilamiento sobre los parámetros de rayo en las trayectorias lineales a través de los datos X-T. Después, se reduce el tiempo original de esta sección en función del rayo y de la distancia fuente-receptor (offset) asociados con el mismo; para este fin, el tiempo de intercepción se define como $\tau = T - px$, donde T es el tiempo de viaje desde la fuente hasta el receptor.

Chapman (1978) plantea la representación del campo de onda continuo observado mediante el uso de la transformada de Radón.

$$\Psi(p, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \Phi(x, \tau + px) dx, \quad (1)$$

donde Φ es el campo observado.

Asimismo, la versión discreta de la expresión anterior se establece, según Stoffa et al. (1981), como

$$\Psi(p_i, \tau_j) = \sum_{k=1}^N \Psi(x_k, \tau_j + p_i x_k) \Delta x, \quad (2)$$

donde Ψ es la transformada de Radon, ψ es el campo de onda discreto en el dominio X-T, x_k representa la k-ésima traza de la sección, τ_j es el tiempo de intersección y p_i es el i-ésimo rayo de lentitud. El intervalo de muestreo espacial Δx es la distancia entre detectores. Para evitar el enmascaramiento espacial de la señal (aliasing) se requiere un intervalo de muestreo espacial $\Delta x \leq V/2f_{\text{máx}}$ en el que V es la menor velocidad de fase en los datos y $f_{\text{máx}}$ es la frecuencia máxima presente, por lo que el parámetro de rayo de Nyquist P_N es igual a $1/2\Delta x f_{\text{máx}}$. La selección adecuada del valor de muestro de p es necesaria para evitar el enmascaramiento en la transformada inversa, con lo que se garantiza la correcta reconstrucción de la imagen original (Turner, 1990).

Con respecto a los parámetros de p, McMechan (correspondencia reciente) sugiere tomar como banda de muestreo para p el rango de pendientes de la energía coherente en los datos y el

incremento de p tomarlo de manera tal que el número de rayos sea al menos el mismo que el de las trazas en la sección X-T, asegurando así evitar enmascaramiento en el caso de regresar al dominio original.

ALGORITMO DE LA TRANSFORMADA DE RADON

En esta parte, planteemos un método para mapear una sección X-T directamente al dominio p- ω . Este algoritmo no apila sobre cada uno de los parámetros de rayo involucrados, con lo que se evita la necesidad de interpolar las trazas en el tiempo. Aplica un cambio de fase a los puntos que tiene la misma frecuencia en cada una de las trazas, obteniendo así una sección en p- ω . En ella, cada modo de propagación de ondas superficiales se separa de los otros, aún cuando su presencia no se detecte visualmente en los datos no transformados y sólo sea de interés el modo fundamental (McMechan y Yedlin, 1981).

Como una alternativa a la formulación que presentan Wade y Gardner (1988), establecemos una solución a la transformada de Radón mediante funciones de banda limitada, sin requerirse resolver un sistema de ecuaciones. Consideramos que es un método aproximado y robusto, así como aceptable para aplicaciones sísmicas (Haneveld y Herman, 1990). Aplicando transformada de Fourier a la ecuación (1) tenemos una expresión en el dominio de la frecuencia. Esta se define también como la Transformada Directa de Radón.

$$\Psi(p, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \exp[i2\pi f p x] \Phi(x, f) dx \quad (f \geq 0) \quad (3)$$

donde Φ es la transformada de Fourier de Φ . La ecuación anterior en forma discreta es la siguiente:

$$\Psi(k, j) = \sum_n \Phi(n, j) \exp[i2\pi f(j)p(k)x(n)] \Delta x, \quad |f(j)p(k)| \leq (2\Delta x)^{-1} \quad (4)$$

$$\Psi(k, j) = 0, |f(j)p(k)| > (2\Delta x)^{-1}$$

donde $\Phi(n, j)$ es el valor en el dominio de la frecuencia del j-ésimo punto en la n-ésima traza, $f(j) = j\Delta f$, Δf es el inverso del tiempo de muestreo (X-T) en el cual Φ ha sido medido, $p(k) = p + k\Delta p$, p_{min} es el inicio

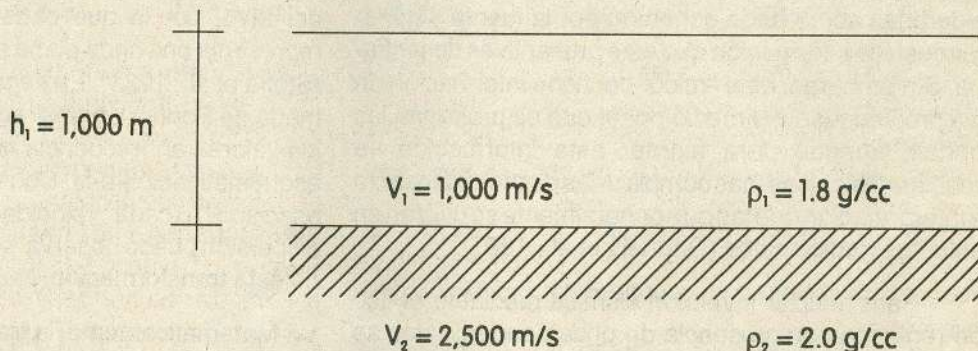


Figura 1. Modelo de dos capas ante incidencia de ondas de Love.

de la banda en donde se muestrea el parámetro de rayo p , Δp es el intervalo de muestreo para p , $x(k) = x_{\min} + k\Delta x$, $x_{\min}$ es la posición del primer detector y Δx es la distancia entre detectores.

APLICACIONES

Para probar el método descrito, usamos un modelo estratificado (Figura 1) a partir del cual se generaron sismogramas sintéticos (Calderón, 1990).

En la Figura 2a, se muestra una sección constituida por doce trazas con una distancia entre ellas de 1000 metros y un intervalo de muestreo de 0.1 segundos. En ésta, se presenta únicamente el campo de ondas superficiales obtenido a partir del modelo de la Figura 1. La Figura 2b, corresponde a la curva de dispersión del modo fundamental para el estrato del modelo anterior. En ella se observa la curva en función de la lentitud p y la frecuencia f . El inverso de la lentitud (1 s/km) mostrada para una frecuencia de 1 Hz es igual a la velocidad mínima de 1 Km/s del modelo. Sin embargo, la lentitud mínima (correspondiente a la velocidad máxima) no está claramente definida, esto se debe a muestreo espacial deficiente que genera un efecto de enmascaramiento que no permite definir una tendencia de la curva a un valor de p en las frecuencias más bajas.

La Figura 3a muestra una sección sísmica, para el mismo modelo de la Figura 1, constituida ahora por 64 trazas, un equiespaciamento entre estaciones de 0.1875 km y un intervalo de muestreo de 0.1. En la Figura 3b se obtiene la curva de dispersión del modo fundamental, a la que se le superpuso la curva teórica. Nótese como disminuye el enmascaramiento que aparece en el extremo inferior derecho de la Figura 2b. Esto ocurrió debido al incremento de detectores en la misma distancia de 12 km.

Ahora, utilizando las mismas propiedades del ejemplo anterior, pero incluyendo un campo de ondas unidimensional que representa los primeros arribos en la sección (Figura 4a), vemos que en la curva de dispersión de la figura 4b se hacen las mismas observaciones que para la curva de la Figura 2b. Esto

es con respecto a la definición de los valores de p . También se presenta el efecto de enmascaramiento originado por el muestreo espacial y el número de trazas deficiente, lo que genera una velocidad máxima infinita. Se nota además una serie de eventos que no estaban presentes en la curva del modelo superficial, provocados por los primeros arribos de ondas de cuerpo.

Trabajar en el dominio $p-\omega$ permite que cada modo de propagación de ondas superficiales sea separado de los otros, aún cuando su presencia no sea detectada a simple vista (McMechan y Yedlin, 1981). La teoría general supone que al trabajar en este dominio, conociendo p y un modelo de velocidad para una tierra estratificada, la familia asociada de rayos puede ser trazada con un valor particular de p (McMechan y Ottoloni, 1980). En el proceso de extracción de curvas de dispersión el análisis en el dominio $p-\omega$ presenta algunas ventajas sobre otros métodos, como lo es el de frecuencia-número de onda o $f-k$, en el que una de las principales restricciones es el gran número de detectores requeridos (Kelly, 1983; Gabriels et al., 1987).

DISCUSIONES

Los valores de las lentitudes máximas en las curvas presentan buena correlación con las velocidades mínimas conocidas a partir de datos sintéticos y observados. La falta de una definición clara del parámetro de rayo mínimo p aún no ha sido resuelto en forma satisfactoria. Por lo tanto, no es posible definir una velocidad máxima en forma inmediata con la aproximación deseada. En los ejemplos que presentamos, lo más notable son los eventos que se originan por la presencia de primeros arribos, aunque las curvas no presentan diferencias notables entre ellas. Esto confirma que es un método robusto. Por otra parte, el intervalo de muestreo de p fue elegido de manera que las curvas se definieran claramente. La elección correcta de este valor evita el enmascaramiento cuando se aplica la transformación inversa.

En general, las ventajas que presenta este método

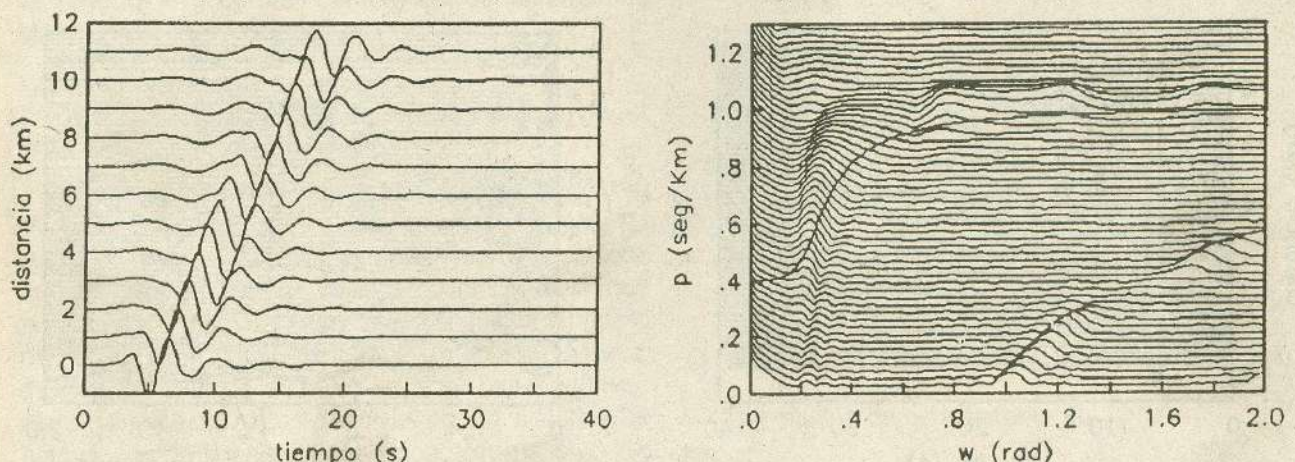


Figura 2. a) Sección sísmica de 12 trazas del campo de onda de la Figura 1. b) Representación de los datos en el dominio $p-\omega$ mediante 30 rayos. La curva continua es la teórica.

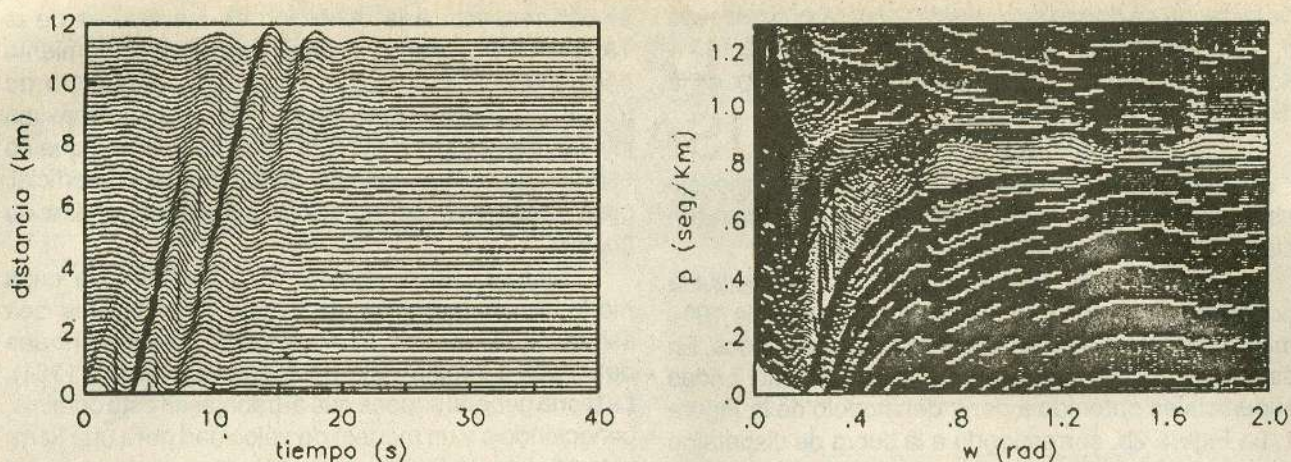


Figura 3. a) Sección sísmica de 64 trazas de los campos de onda superficial y unidimensional para el modelo de la Figura 1. b) Representación de los datos en el dominio p - w mediante 130 rayos.

son: a) velocidad de cálculo, ya que el tiempo estimado es proporcional al utilizado por una transformada bidimensional de Fourier y b) no es necesaria la interpolación entre trazas (el apilado siempre se hace con el número de puntos dado por la cantidad de trazas y la pendiente se establece como un cambio de fase en la frecuencia donde se encuentra el punto).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la revisión crítica y sugerencias a este trabajo a Sergio Chávez Pérez.

REFERENCIAS

- Calderón, M.C. (1990). Modelado sísmico de depósitos estratificados con una técnica híbrida. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F.
- Chapman, C.H. (1978). A new method for computing synthetic seismograms. *Geophys. J.R. astr.Soc.* 54, 481-518.
- Gabriels, P.R. Snieder y G. Nolete (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediment with higher-mode Raleigh waves. *Geophysical Prospecting* 35, 187-196.
- Haneveld, C.J., y G.C. Herman (1990). A fast algorithm for the computation of Radon Transforms. *Geophysical Prospecting* 38, 853-860.
- Kappus, M.E., A.J. Harding y J.A. Orcutt (1990). A comparison of tau-p transform methods. *Geophysics* 55, 1202-1215.
- Kelly, K.R. (1983). Numerical study of Love Wave Propagation. *Geophysicac* 48, 833-853.
- McMechan, G.A. y R. Ottolini (1980). Direct observation of a p - w curve in a slant-stacked wave field.

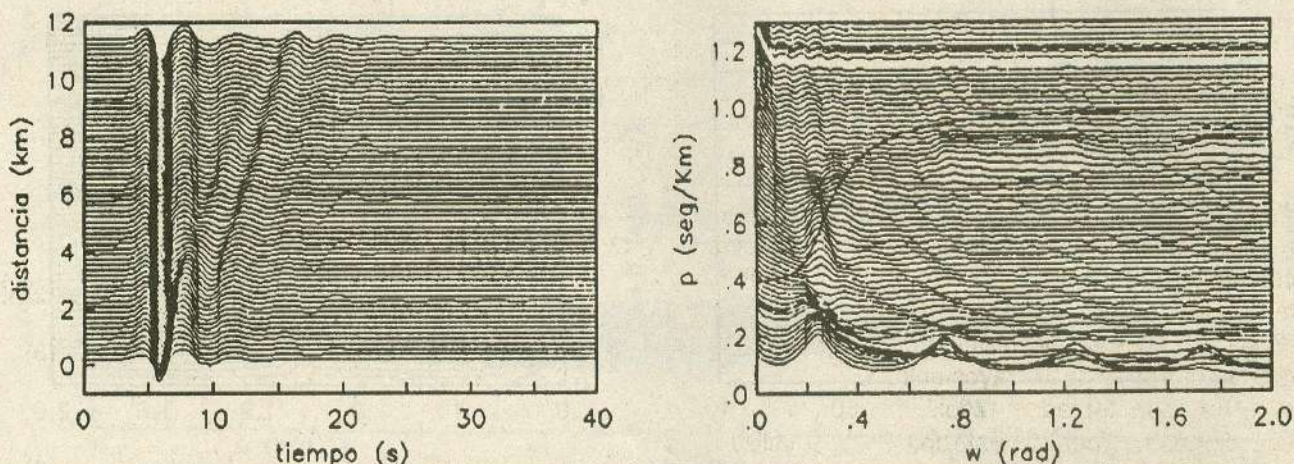


Figura 4. a) Sección sísmica de 62 trazas de los campos de onda superficial y unidimensional para el modelo de la Figura 1. b) Representación de los datos en el dominio p - w calculado con 130 rayos y representado con 75.

ESTIMACION DE LA DISTRIBUCION DE VELOCIDADES USANDO TOMOGRAFIA DE TRANSMISION PARA V.S.P.

Luis. C. Ramírez Cruz
Garardo F. Ronquillo Jarillo
Instituto Mexicano del Petróleo
Subdirección de Tecnología de Exploración

RESUMEN

El concepto de Tomografía Sísmica, en los últimos años, se ha convertido en una herramienta importante para la exploración en general, y especialmente la prospección sísmológica. La esencia de la Tomografía Sísmica, es la reconstrucción de una imagen del subsuelo con información acerca de la estructura interna y parámetros físicos del medio.

En este trabajo se presentan los estudios desarrollados para tomografía de transmisión aplicado a un V.S.P. (Perfil Sísmico Vertical). Dos técnicas para la inversión de los tiempos de viaje fueron utilizados con datos sintéticos, tales como la inversión matricial y la reconstrucción algebraica. Se propone también introducir un filtrado dentro del proceso iterativo de reconstrucción algebraica, el cual estabiliza el proceso y mejora la imagen.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

Consideremos el modelo del subsuelo como una serie de interfaces continuas bidimensionales, de material isotrópico y homogéneo. Cualquier rayo conectando 2 puntos dentro de una capa es una línea recta; si representamos las localizaciones de la fuente como (A₀, B₀, C₀) y receptores como (A_i, B_i, C_i) el tiempo de viaje "t" a lo largo del rayo es:

$$t = \sum_{i=1}^N \left[(A_i - A_{i-1})^2 + (B_i - B_{i-1})^2 + (C_i - C_{i-1})^2 \right]^{1/2} / V_i \quad (1)$$

donde n es el número de segmentos del rayo, V₁ y V_n representan las velocidades en la fuente y el receptor respectivamente y V_i son las velocidades constantes entre las interfaces (1-i). Considerando que la velocidad entre dos interfaces es constante, el principio de Fermat es equivalente a la Ley de Snell. Es decir, que los patrones de los rayos entre los pares fuente - receptor, son trazados resolviendo un sistema de ecuaciones no lineales. Este concepto fue utilizado en el programa que se desarrolló para modelar el problema directo.

METODOS.

En este trabajo se efectuó la inversión de los tiempos de viaje utilizando dos métodos con la finalidad de observar las ventajas y perspectivas, en cuanto al problema que nos concierne (el V.S.P.).

INVERSION MATRICIAL.

La función matricial del tiempo de viaje (Ecuación 1) puede ser aproximada por la expansión de una serie de Taylor de primer orden la cual forma un conjunto de ecuaciones lineales para los datos observados (Wiggins et al, 1976; Jackson, 1979).

$$T_i = t_i(X^0) + \sum_{j=1}^m \Delta t_i / \partial X_j |_{X=X^0} (X_j - X_j^0) \quad (2)$$

donde

T_i = tiempo de viaje observado

X_j⁰ = estimación inicial del jth parámetros del modelo

X_j = actualización del jth parámetros del modelo

t_i(X⁰) = tiempo de viaje calculado a partir del modelo inicial

Definimos:

$$\Delta X_j = X_j - X_j^0 \dots \dots \dots j = 1, m$$

$$\Delta t_i = T_i - t_i(X^0) \dots \dots \dots i = 1, n$$

$$\Delta_i = \partial t_i / \partial X \dots \dots \dots i = 1, n \quad j = 1, m$$

La ecuación 2 puede ser escrita en notación matricial

$$\Delta t = \Delta \Delta x \quad (3)$$

La solución de este sistema es

$$\Delta x = (A^T A + KJ)^{-1} A^T \Delta t \quad (4)$$

El problema es una aproximación lineal de un

problema no lineal, sin embargo si la NO linealidad es grande, entonces el método no converge en todo. Por esta razón en nuestra aproximación descomponemos la matriz A en sus valores singulares. (Golub y Reinsch, 1970), es decir:

$$A = U \Lambda V^T \quad (5)$$

sustituyendo (5) en (4) obtenemos la solución del sistema

$$\Delta x = V \left[\Lambda / \Lambda + KJ \right] U \Delta t \quad (6)$$

RECONSTRUCCION ALGEBRAICA

La construcción del tiempo de viaje total para cada rayo que cruza cada celda o pixel es representada por

$$[D] [S] = [T] \quad (7)$$

El método de reconstrucción algebraica opera sobre un rayo en un tiempo; para la primera interacción una lentitud inicial ($S=1/V$) es aplicada a cada una de las celdas o pixeles de la matriz, generalmente como una constante, y el cálculo del tiempo de viaje para un rayo es determinado por:

$$t = \sum_{i=1}^M S_i D_i \quad (8)$$

A menos que los valores de 'S' sean los correctos, $T_j \neq T_j$, consecuentemente un conjunto de valores de corrección C_i , tienen que ser determinados, tal que el error en el j th rayo sea minimizado, la siguiente expresión permite el cálculo de C_i

$$C_i = \frac{(T_j^i - T_j)}{\sum_{i=1}^M (D_i)^2} \quad (9)$$

Estas correcciones son aplicadas usando los nuevos valores en la estimación del próximo rayo, hasta que todos los rayos han sido analizados para complementar la primera iteración. El proceso continua repitiendo los pasos anteriores hasta que se logra un cierto grado de convergencia. El algoritmo básico anterior tiende a estimar valores falsos en los pixeles en donde existe una pobre cobertura de rayos, enmascarando así la verdadera estructura que deber ser representada. La aplicación de un filtro de convolución, permite mayor estabilidad en la imagen y un mejoramiento de la misma, así pequeñas discrepancias locales son suavizadas, mientras que variaciones significativas son retenidas. El filtro se representa por:

$$P_k = \frac{W_1 P_{k,m} + W_2 (P_{k+1,m} + P_{k-1,m} + P_{k,m+1} + P_{k,m-1})}{W_1 + W_2} \quad (10)$$

Un segundo filtro fue aplicado para este proceso, el cual es similar al anterior pero con un radio de acción

mayor. La expresión es:

$$P_k = \frac{W_1 + P_{k1} + \sum_{l=2}^5 W_2 t_l P_{kl} + \sum_{l=6}^9 W_3 t_l P_{kl}}{W_1 + \sum_{l=2}^5 W_2 t_l + \sum_{l=6}^9 W_3 t_l} \quad (11)$$

Resultados: Ambos métodos fueron aplicados al mismo modelo sintético, el cual es representado en la fig.1; para este modelo se utilizaron 5 fuentes espaciadas a doscientos metros y diez receptores en el pozo con 100m de espaciamento. Con el método de inversión matricial (ver fig. 2) se estima una solución matematicamente buena, pero la imagen obtenida no tiene sentido geológico, esto se debe a que el problema es bajo determinado la solución no es única. Ahora bien la fig.3a representa la solución del método de reconstrucción algebraica, que define una imagen mas aproximada al modelo, no obstante existen zonas con discrepancias. La fig. 3b muestra la solución con el filtro dentro del proceso iterativo, el tomograma obtenido representa una aproximación muy buena del modelo sintético.

CONCLUSIONES

Ambos algoritmos tienen ventajas y desventajas en sí, mismos; inversión matricial es muy poderosa para estimar una solución, pero cuando se tienen pocos datos esta solución difiere del sentido geológico real. Reconstrucción algebraica es un algoritmo que se comporta muy estable en el caso de indeterminación, además la inclusión del filtro convolucional dentro del proceso iterativo da mayor rapidez a la convergencia y una gran mejoría en la imagen.

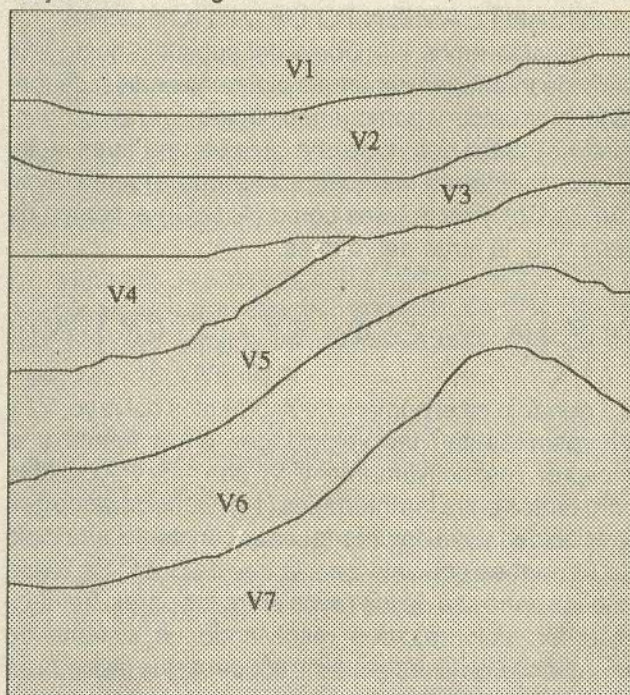
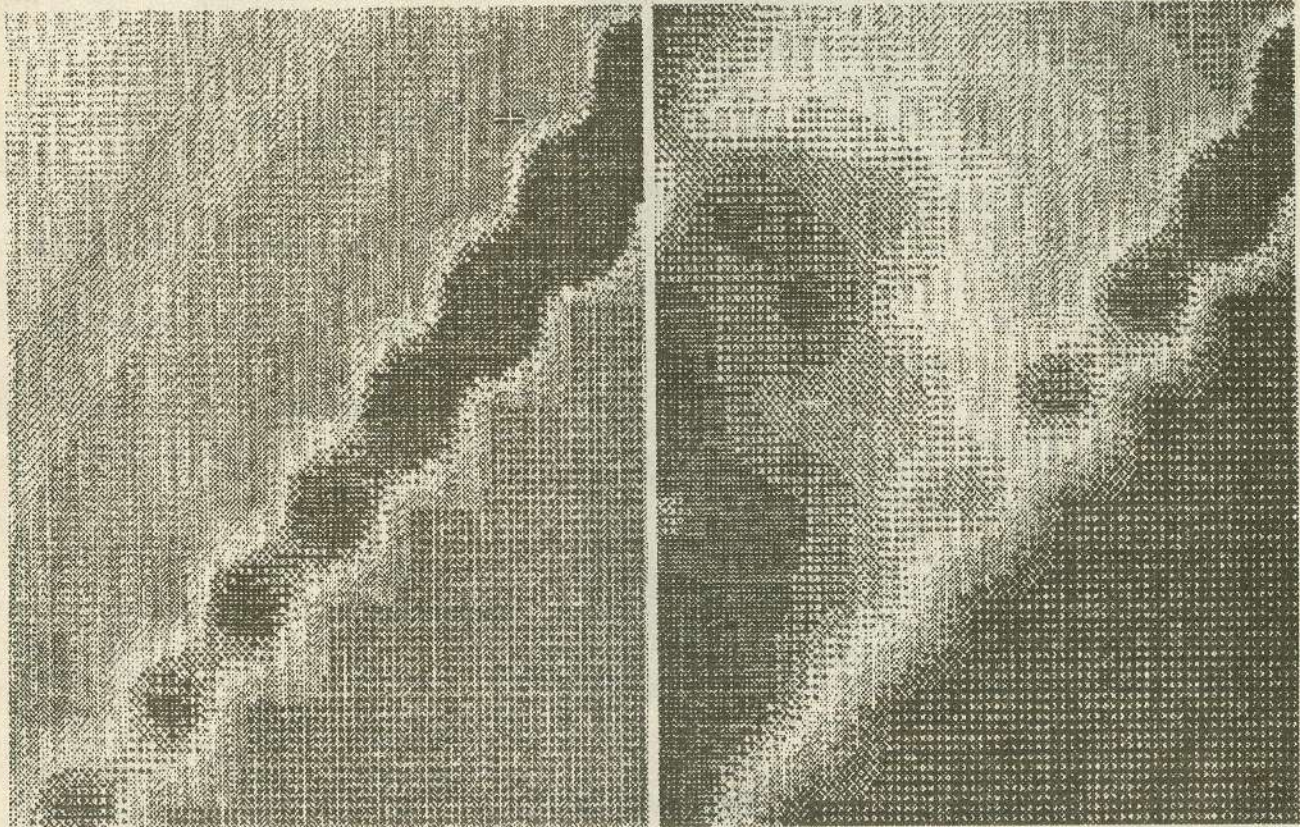


Figura 1.

TOMOGRAMAS PARA V.S.P. (Inversión Matricial)



Solución 1

Solución 14

Figura 2.

TOMOGRAMA PARA V.S.P.

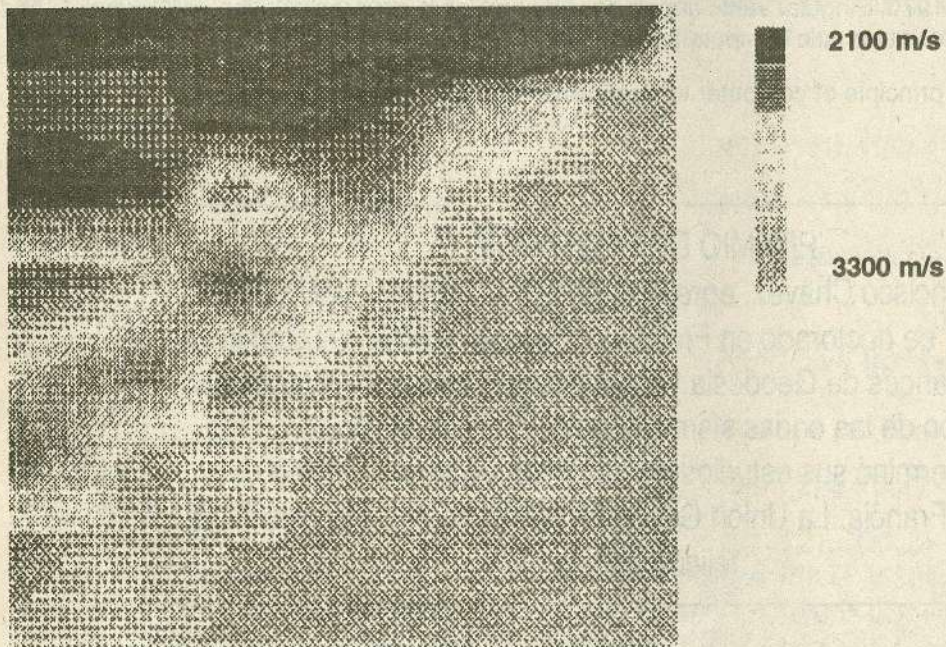


Figura 3a.

TOMOGRAMA (Filtro 1)

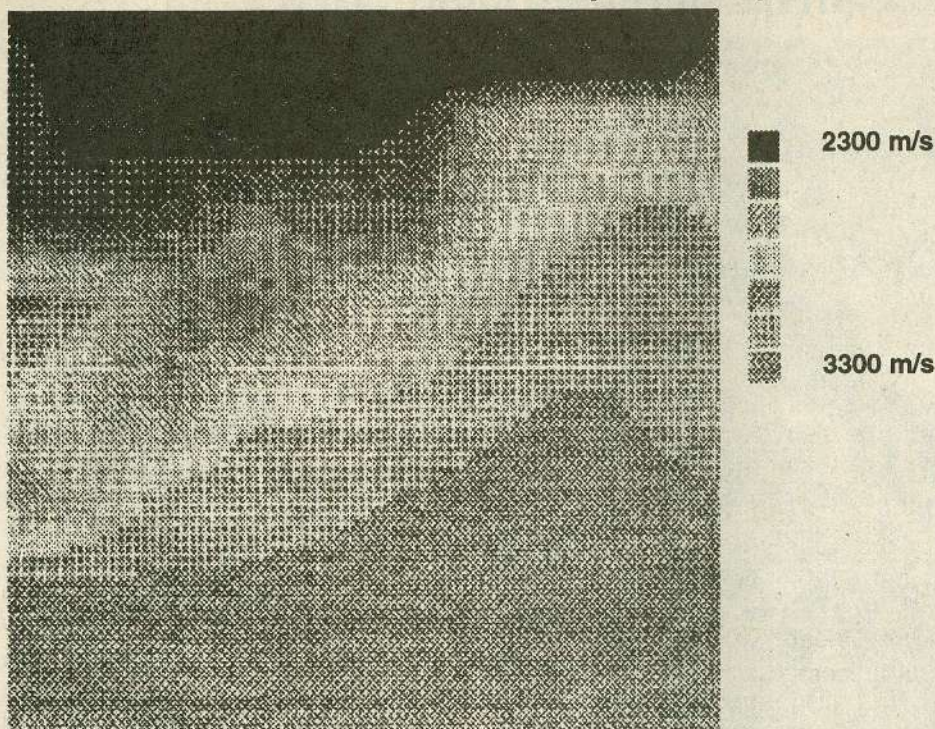


Figura 3b.

BIBLIOGRAFIA

Bois, P., La Porte M, Lavargne M, y Thomas G; 1972, Well-to-well seismic measurements: Geophysics, 37, 471-480.

Dnes K.A., y Lytle R.J., 1979, Computerized geophysical tomographic: Proc., Ins. Electr. and Electron. Eng., 67, 1065-1073.

Golub G.H., y Reinsch C., 1970, Singular value decomposition and least-squares solution, in Wilkson J., and Reinsch C., Eds., Handbook for automatic computation, II linear algebra; Springer Verlag.

Morgan C.L., 1983, Basic principle of computer tomography: University Park Press, 1-124

PREMIO DE GEOFISICA

El Ing. Francisco Chávez, egresado de la Fac. Ingeniería UNAM y estudiante de doctorado en Francia, obtuvo un premio del Comité Nacional Francés de Geodesia y Geofísica por su tesis "Difracción y amplificación de las ondas sísmicas en el Golfo de México". El Ing.

Chávez terminó sus estudios de posgrado en la universidad de Savoya, en Francia. La Unión Geofísica Mexicana le envía calurosas felicitaciones.

UNA INTRODUCCION A LA INVERSION UNIDIMENSIONAL DE SISMOGRAMAS: LOS CASOS DE DECONVOLUCION DINAMICA Y FILTRADO DE WIENER

Marco Antonio Torres Vera * Sergio Chávez Pérez **, ***

*Posgrado en Geofísica Instituto de Geofísica, UNAM Cd. Universitaria, Circuito Exterior, Del.Coyoacán México, D.F. 04510 México.

**Centro de Investigación Sísmica Fundación Javier Barros Sierra, Carretera al Ajusco 203 Col. Héroes de Padierna México, DF. 14200 México.

***Departamento de Ingeniería de Recursos Energéticos y Minerales, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM Ciudad Universitaria, Circuito Exterior, Del.Coyoacán México, DF., 04510, México.

RESUMEN

El problema principal en el cálculo de los coeficientes de reflexión de sismogramas es la inestabilidad del proceso de inversión debido al ruido. El problema se ataca con dos métodos de inversión para sismogramas de reflexión de incidencia normal. El modelo consiste en una serie de capas elásticas de homogeneidad lateral, sobreyaciendo un semiespacio elástico. El primer método calcula directamente los coeficientes de reflexión del sismograma y se conoce como "Deconvolución Dinámica". El segundo método, aquí llamado "Filtro Inverso", es un proceso de dos fases: 1) la construcción de un filtro causal por factorización de la función por medio de la recursión de Levinson y 2) el filtrado del sismograma. El sismograma filtrado es una buena aproximación para la secuencia de los coeficientes. Se demuestra que, pese a lo sencillo de ambos métodos, se pueden obtener muy bien los coeficientes de reflexión.

INTRODUCCION

El problema se ataca por dos cuestiones 1) cuando en el algoritmo y en el modelo se introduce inestabilidad de ruido y 2) como un método de estabilización eficiente (Robinson, 1982). Estas preguntas se responden en la primera sección. En la segunda parte la respuesta está dada por la recursión de Levinson en el cálculo de los coeficientes del filtro inverso para la función espectral (Robinson y Treite, 1977, 1978). Para ambos procedimientos los resultados de la estabilización se muestran con sismogramas sintéticos, usando un pulso descendente de onda plana que incide normalmente en un apilamiento de capas elásticas, de homogeneidad lateral y con igual tiempo de viaje. Además, se agrega ruido blanco aleatorio en los sismogramas.

La notación que se adopta es $x(j)$, $j = 1, \dots, n$, es un pulso de reflexión del sismograma, $w(j)$, $j = 1, \dots, n$, es el ruido blanco con varianza σ^2 , $\hat{x}(j) = x(j) + w(j)$, $j = 1, \dots, n$, es el sismograma ruidoso y $r(j)$, $j = 1, \dots, n$, la secuencia de los coeficientes de reflexión y $X(Z)$, $W(Z)$ y $R(Z)$ denotan sus correspondientes transformadas Z .

DECONVOLUCION DINAMICA

La deconvolución dinámica es un método iterativo para deconvolucionar la influencia de las primeras K capas de los sismogramas de reflexión, resultando en los sismogramas de reflexión para $k+1$ capas. La referencia de los coeficientes de reflexión es simple, el primer coeficiente del filtro convolutivo se calcula a través de la recursión de Robinson (1967). La iteración es como sigue:

Inicio

$$r(0) = x(1), v^2(0) = 1 - r^2(0) \quad (1a)$$

$$p(0, Z) = 1 \text{ y } Q(0, Z) = 0$$

Desde k hasta $k+1$

$$r(k+1) = \frac{1}{v^2(k)} \sum_{j=0}^{k-1} P(k, j) x(k+1-j) \quad (1b)$$

$$v^2(k+1) = (1 - r^2(k+1)) v^2(k) \quad (1c)$$

$$P(k+1, Z) = P(k, Z) - r(k+1) Z Q^R(k, Z)$$

$$Q(k+1, Z) = Q(k, Z) - r(k+1) Z P^R(k, Z) \quad (1d)$$

donde $P(k, Z)$ y $Q(k, Z)$ son polinomios en Z con coeficientes $p(k, j)$ y $q(k, j)$, $j=0, \dots, k$ y $P^R(k, Z) = Z^k P(k, Z^{-1})$ y $Q^R(k, Z) = Z^k Q(k, Z^{-1})$

La habilidad de este algoritmo para calcular los coeficientes de reflexión para sismogramas se muestra en la Figura 1. Los coeficientes de reflexión (Figura 1a) se calculan del modelo tomado de Ferber (1985) para producir el sismograma (Figura 1b). El uso de la deconvolución dinámica (Figura 1c) permite reproducir los coeficientes de reflexión con exactitud. La influencia del ruido se muestra en las Figuras 2a y 2b, donde se agrega ruido blanco al sismograma, que es el factor principal para la inestabilidad en la deconvolución dinámica.

DECONVOLUCION DINAMICA ESTABILIZADA

La idea principal en el algoritmo de estabilización es la estimación de la varianza para los coeficientes de reflexión (Ferber, 1985). Si se usa como estimación de la varianza el cuadrado de los coeficientes de reflexión reales entonces esta variación se considera la varianza real. Igualmente si a $r(j)$ se le remueve la varianza para $r(j)$, es decir, $E[\hat{r}(j)] = r(j)$ donde E denota esperanza matemática, $\hat{r}(j)$ se suma la varianza por $r^2(j)$, porque $E[\hat{r}(j)] = r^2(j) + V[r(j)]$, donde V denota el operador varianza.

Junto con la estimación de la varianza de los coeficientes de reflexión estimados, es posible decidir si los coeficientes de reflexión son significativamente diferentes del ruido o no, seleccionándolos para hacerlos cero. Para esta prueba los coeficientes de reflexión se comparan con la escala estándar de desviación de la varianza estimada. El factor de escala c usualmente varía entre 2 y 4. La interacción estabilizada es:

Inicio

Estimar ρ^2 para la variación de ruido y $c > 0$

$$r(0) = x(1), v(0) = 1 - r^2(0) + \rho^2 \quad (2a)$$

Prueba

$$|r(0)| < c\rho \Rightarrow r(0) = 0 \text{ y } v^2(0) = 1 \quad (2b)$$

$$P(0,Z) = 1 \text{ y } Q(0,Z) = 0 \quad (2c)$$

Desde k hasta $k+1$

$$r(k+1) = \frac{1}{v^2(k)} \sum_{j=0}^{k-1} P(k,j) x(k+1-j) \quad (2d)$$

$$e^2(k+1) = \frac{\sigma^2}{v^2(k)} \sum_{j=0}^{k-1} P^2(k,j) \quad (2e)$$

$$v^2(k+1) = [1 - r^2(k+1) + e^2(k+1)]v^2(k) \quad (2f)$$

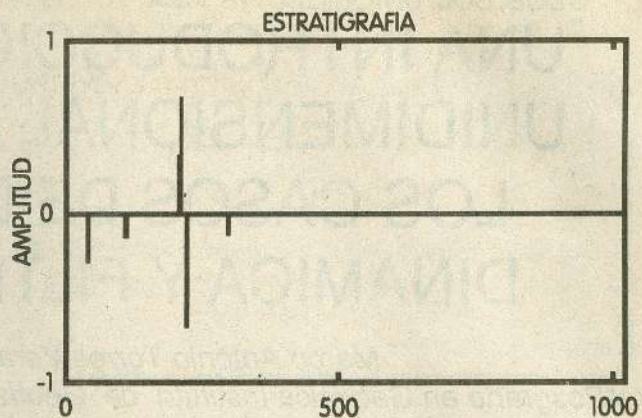


Figura 1a.

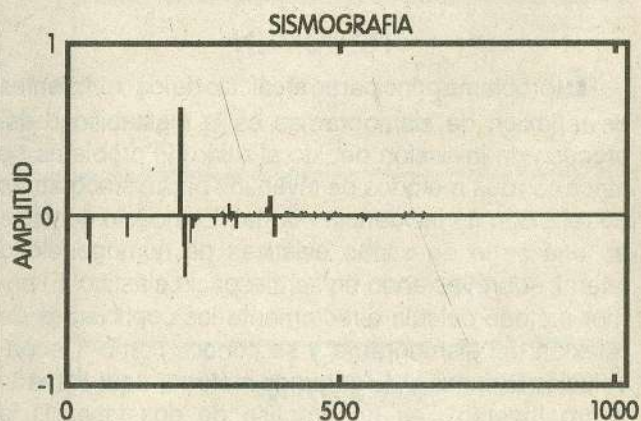


figura 1b.

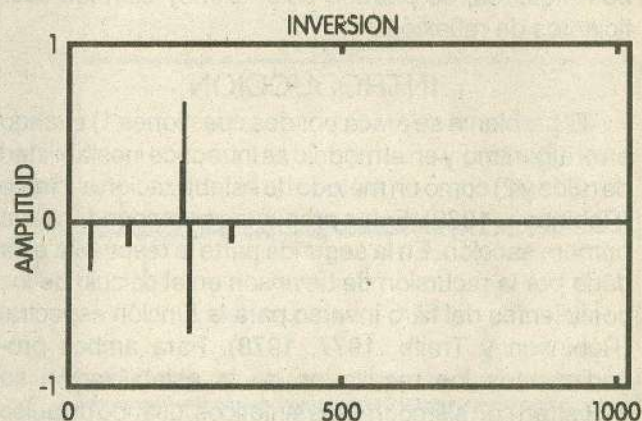


Figura 1c.

Prueba

$$|r(k+1)| < c2(k+1) \Rightarrow r(k+1) = 0 \text{ y } v^2(k+1) = v^2(k) \quad (2g)$$

$$P(k+1, Z) = P(k, Z) - r(k+1)ZQ^R(k, Z),$$

$$Q(k+1, Z) = Q(k, Z) - r(k+1)ZP^R(k, Z) \quad (2h)$$

La estabilización con la deconvolución dinámica del sismograma ruidoso (Figura 2a) reproduce la secuencia de los coeficientes de reflexión con exactitud. La Figura 3a y 3b muestran la estabilización.

FILTRADO INVERSO

Un pulso unitario se utiliza como onda plana descendente de la fuente localizada justo sobre la parte superior de la primera capa. Su función espectral está dada por (Robinson y Treitel, 1977)

$$\phi(Z) = 1 - r(0)[x(Z) + z(Z^{-1})] + [r^2(0) - 1]x(Z)x(Z^{-1}) \quad (3)$$

donde $x(Z)$ es la transformada Z de la onda ascendente en el estrato que contiene a la fuente. En el siguiente caso espectral donde $r(0) = 0$ queda como

$$\phi(Z) = 1 - x(Z)x(Z^{-1}) \quad (4)$$

El sismograma de reflexión es igual a la respuesta al impulso del filtro de fase cero.

$$X(Z) = \frac{B(n, Z)}{A(n, Z)}, \quad a(n, 0) = 1 \quad (5)$$

con

$$A(n, z)A(n, z^{-1}) - B(n, z)B(n, z^{-1}) = V \quad (6)$$

y $A(n, Z)$ tiene la propiedad de fase mínima. Los coeficientes de los polinomios $A(n, Z)$ y $B(n, Z)$ son $a(n, j)$ y $b(n, j)$, $j=0, \dots, n$. Esto nos lleva a

$$\phi(Z) = \frac{V}{A(n, Z)A(n, Z^{-1})} \quad (7)$$

donde $a(n, 1), \dots, a(n, n)$ y V pueden calcularse por la solución de las ecuaciones normales (Robinson Treitel, 1977)

$$\begin{bmatrix} \phi_0 & \phi_1 & \dots & \phi_n \\ \phi_1 & \phi_0 & \dots & \phi_{n-1} \\ \phi_n & \phi_{n-1} & \dots & \phi_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{n0} \\ a_{n1} \\ \vdots \\ a_{nn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (8)$$

La ecuación anterior se resuelve con la recursión de Levinson.

La recursión es:

Inicio

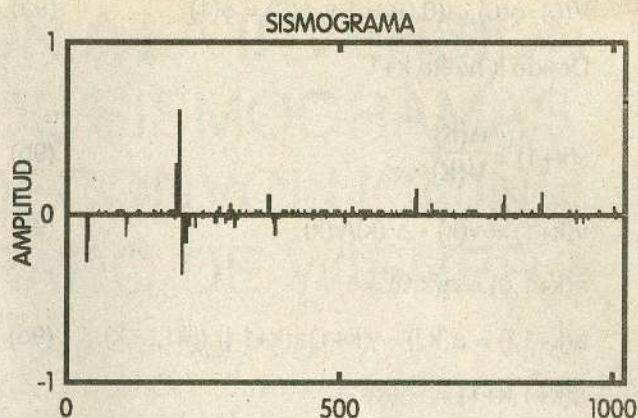


Figura 2a.

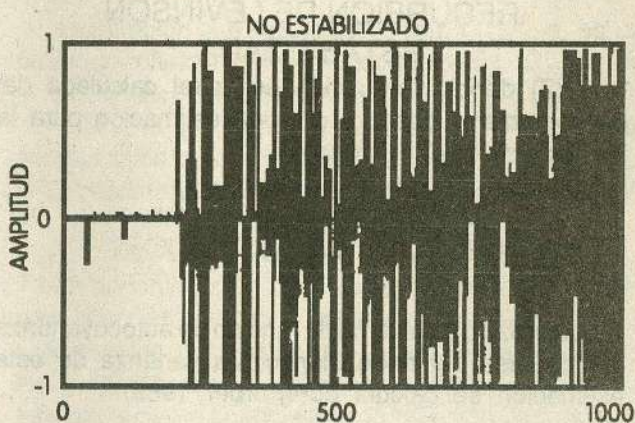


Figura 2b.

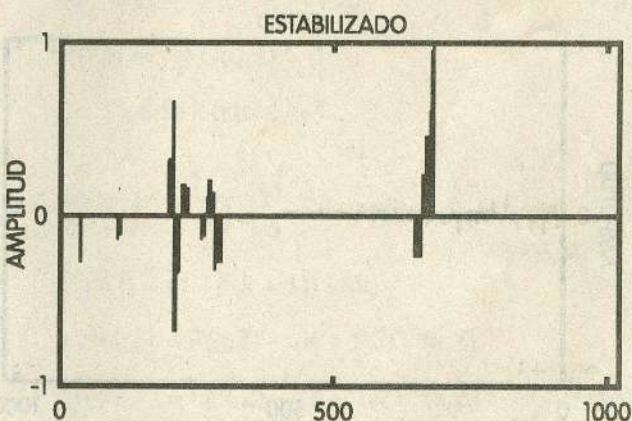


Figura 2c.

$$V(0)=\phi(0), a(0,0) = 1 \text{ y } \Delta(0) = \phi(1) \quad (9a)$$

Desde k hasta k+1

$$\gamma(k+1) = \frac{\Delta(k)}{V(k)}, \quad (9b)$$

$$v(k+1) = v(k) - \Delta^2(k)/v(k), \quad (9c)$$

$$a(k+1,0) = a(k,0) = 1$$

$$a(k+1,j) = a(k,j) - \gamma(k+1)a(k+1-j), (j=1,\dots,k) \quad (9d)$$

$$a(k+1,k+1) = -\gamma(k+1).$$

$$\Delta(k+1) = \sum_{j=0}^{k+1} a(k+1,j)_{-(k+2-j)} \quad (9e)$$

donde $a(n,1), \dots, a(n,n)$ y $v(n)$ son la solución final.

RECUSION DE LEVINSON ESTABILIZADA

$\Phi(Z)$ denota la función espectral calculada del sismograma ruidoso y σ^2 una estimación para la varianza del ruido. Entonces

$$\Psi(j) = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^{m-j} w(k)w(k+j)$$

se utiliza para estimar la función de autocovarianza del proceso del ruido blanco. La varianza de esta estimación se calcula por (Ferber, 1985)

$$V[\Psi(j)] \sigma^2 / m.$$

El problema para encontrar $a(n,1), \dots, a(n,n)$, y $v(n)$, que remueve la varianza (8), se resuelve con la recursión de Levinson estabilizada.

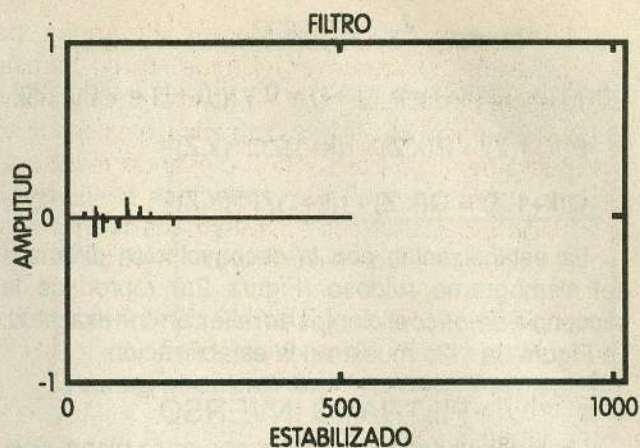


Figura 3b.



Figura 3c.

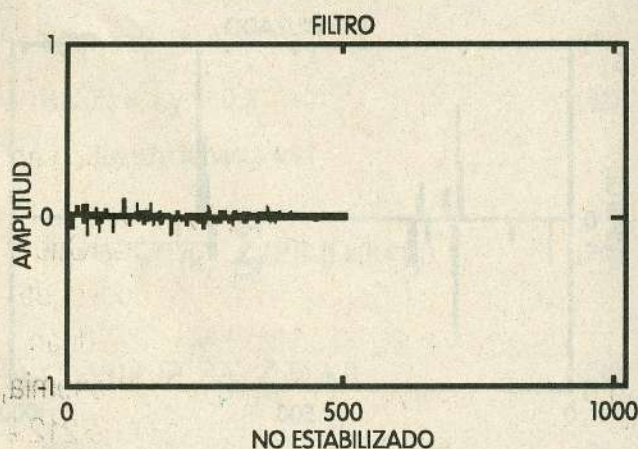


Figura 3a.

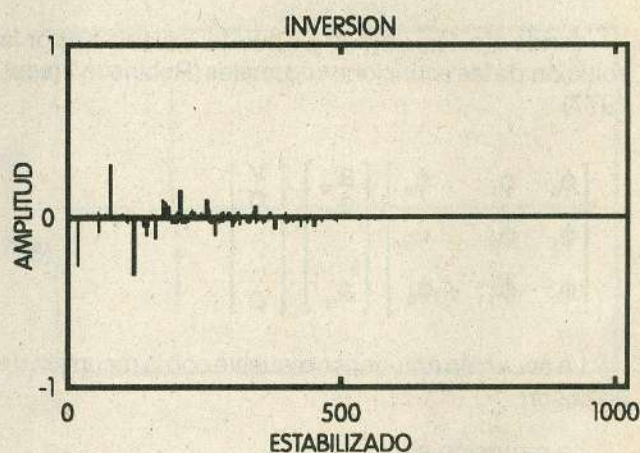


Figura 3d.

Como con la deconvolución dinámica, la estabilización no remueve el "bias" en su término cuadrático. Es decir, el "bias" se usa como estimación de la discrepancia cuadrática. La varianza estimada se usa nuevamente para probar la discrepancia, resultando en una prueba para los coeficientes parciales de correlación, la cual se marca con cero, si la discrepancia no es significativamente diferente del ruido.

Empezar con la función espectral valuada en cero es correcto. La expresión matemática está dada por

$$E[\phi(0)] = \phi(0) - \sigma^2 \quad (10)$$

y resulta en la estimación

$$E[\phi(0) + \sigma^2] = \phi(0) \quad (11)$$

que da una nueva justificación estadística de la conocida estabilización por preblanqueo (Ferber, 1985)

La estabilización es:

Inicio

$$v(0) = \phi(0) + \sigma^2, a(0,0)=1, \Delta(0)=\phi(1) \quad (12a)$$

$$s=\sigma^2/m \text{ y } d=s$$

Prueba

$$|\Delta(0)| < cd \Rightarrow \Delta(0) = 0 \quad (12b)$$

Para k hasta k+1

$$\gamma(k+1) = 0$$

$$v(k+1) = v(k),$$

$$a(k+1,j) = a(k,j) \quad (j=0,\dots,k),$$

$$a(k+1,k+1) = 0 \quad (12c)$$

Si $\Delta(k) = 0$ ir a (12g),

$$\gamma(k+1) = \frac{\Delta(k)}{V(k)}, \quad (12d)$$

$$v(k+1) = v(k) - (\Delta^2(k) - d)/v(k), \quad (12e)$$

$$a(k+1,j) = a(k,j) - \gamma(k+1)a(k+1-j), (j=1,\dots,k)$$

$$a(k+1,k+1) = -\gamma(k+1), \quad (12f)$$

$$\Delta(k+1) = \sum_{j=0}^{k+1} a(k+1,j)\phi(k+2-j), \quad (12g)$$

$$d=s[\sum_{j=0}^{k-1} a^2(k+1,j)], \quad (12h)$$

Prueba

$$|\Delta(k+1)| < cd \Rightarrow \Delta(k+1) = 0 \quad (12i)$$

Estos procesos se demuestran con el sismograma ruidoso de la figura 3 obtenido mediante recursión de Levinson estabilizada, y resulta una buena estimación de los coeficientes del filtro inverso como en el caso no estabilizado (con la aproximación relativa de la secuencia de los coeficientes de reflexión).

CONCLUSIONES

La estabilización de la inversión de un sismograma debido a la remoción de la varianza, inducida por el ruido en los términos no lineales del algoritmo de inversión, se muestra con el uso de la varianza estimada. El cálculo adicional consiste en el cómputo de un producto escalar por pasos iterativos. Para sismogramas de reflexión impulsivos, la deconvolución dinámica es superior al filtro inverso porque es más precisa y requiere menos cálculos. Por otra parte el filtro inverso con sismogramas reales es superior porque es una transformación lineal del sismograma que permite el cálculo de la forma de la ondícula y del ruido. Aunque esto no se demuestra en este trabajo, es posible afirmarlo porque este tipo de filtrado permite tratar problemas de banda frecuencial limitada.

REFERENCIAS

Ferber, R.G., 1985 Stabilización of Normal-Incidence Seismogram Inversion Removing The Noise-Induced Bias, Geophys. Prosp. 33, 212-223

Robinson E.A., 1967, Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs, Holden Day, San Francisco.

Robinson E.A., y Treitel S., 1977, The Spectra Function of a Layered System and the Determination of Waveforms at Depth. Geophys. Prosp. 25, 434-459.

Robinson E.A., y Treitel S., 1978, The Fine Structure of the Normal Incidence Synthetic Seismogram, Geophys. J.R. astr. Soc. 53, 289-309.

Robinson E.A., 1982, Spectra Approach to Geophysical Inversion by Loretz, Fourier and Random Transforms, Proc. IEEE 70, 1039-1054.

AVISO

Curso "La Matemática y la Computación en las Geociencias"

Sede: Capitolio Nacional, La Habana Cuba.

Duración: del 13 de julio al 8 de agosto de

1992 costo: \$ 250.00 US Organiza: Juan

Perez H. Instituto de Geofísica y Astronomía,

Academia de Ciencias de Cuba. Calle 212 #

2906, La Lisa. C.P. 13500, La Habana Cuba.

Telex 511240 geoascu Fax (537) 645604.

TOMOGRAPHIC INVERSION OF TRAVEL TIME IN TERMS OF DEPTH PARAMETERS

J.A. Madrid and J.C.V. Traslosheros

Ciencias de la Tierra

Departamento de Sismología y

Departamento de Geofísica Aplicada

Fax: 011 52 (667) 4 49 33

CICSE

ABSTRACT

Un this study a method was developed for generating the partial derivatives of the travel time with respect to depth for an isovelocity line from a bidimensional model with lateral variation. This allows to solve the linearized Inverse System, using both parameters (velocity and depth) sequentially or simultaneously. For the calculation of travel time, slowness and derivatives, the media was divided in triangular regions, where the propagation velocity gradient of the waves is constant.

For the inversion procedure, SVD was used with regularization. The method can be used to locate discontinuities of irregular topography. Samples are presented with real and synthetic data.

INTRODUCTION

Waves traveling through a medium carry information that can be inferred from the behavior of the waveshape and of its arrival time at the receiver. Even if the travel times do not contain as much information as the signal, a good deal of inference can be made by looking at them. The problem of determining the structure of velocity of a medium using only the travel time of internal seismic waves has been thoroughly treated in the last twenty years (see for example Wiggins (1972), Jackson (1972), Aki (1977)). Some methods have been developed to invert in terms of velocities and source parameters (Spencer and Gubbins, 1980). Some other methods use as parameters the velocities and the depth of discontinuities (Jones and Jovanovitch (1985), Bishop et al., (1985), Huang et al (1986)).

In this paper we present a method to invert travel time data using a mixed set of point parameters that define both the velocity and the vertical position of isovelocities. The inversion is performed using singular value decomposition (SVD) applied over a minimum squared regularized scheme (Traslosheros et al., 1990). To compute the partial derivative, we use a ray tracing technique called the "circular approximation". In this

technique, the medium is divided in triangular regions where in the gradient of velocity is constant, so that in every triangle the local horizontal component of the slowness vector is conserved. This feature makes the computation of the matrix of derivatives straightforward. Departing from known expressions for the derivative with respect to the velocity, we implement a transformation that exchanges the roles of velocity and depth, considering the velocity as a coordinate. This kind of parameterization allows the introduction of constrictions that are helpful in the search of discontinuities.

THEORY

It is well known that in an isotropic medium with velocity.

$$u = u_0 + b_1 x + b_2 z \quad (1)$$

the rays are arcs of circles of radius $R = -1/p'b$, where $b = (b_1^2 + b_2^2)^{1/2}$ is the magnitude of the gradient of velocity. The local parameters of the ray are: the arc length S and the slowness vector (p, q) . The gradient is a vector that defines a rotation to a new system of coordinates (x', z') where the slowness vector has new components (p', q') such that p' is constant. In this system, the velocity becomes.

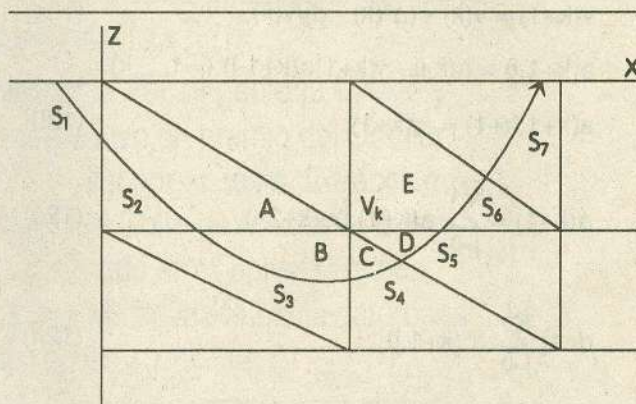


Figure 1. Triangular discretization grid.

$$u = bz' \quad (2)$$

where the free terms has been absorbed in the left side of. These properties are used to trace rays from a source to a receiver through a set of triangles that are obtained by discretizing the medium in a number of points (x_i, z_i) to each of which a value u_i of the velocity is assigned, as illustrated in figure 1. In this parameterization, the inversion of travel times is performed applying SVD to the equations

$$\delta t_i = \frac{\partial t_i}{\partial u_i} \delta u_i \quad (3)$$

The derivative in (3) takes the form (Madrid (1986))

$$\frac{\partial t_i}{\partial u_i} = \sum_{T_i} \frac{\partial \Delta t_{T_i}}{\partial u_i} \quad (4)$$

where the travel time inside a triangle (Δt_{T_i}) is

$$\Delta t_{T_i} = \int \frac{ds_{T_i}}{v(x, z)} \quad (5)$$

here, ΔT and T_i represent all the triangles that share the common point $u_i(x_i, z_i)$. Now, if we consider the rotated system (x', z') , it is easy to see that we can trace rays in either of two systems: the one that is gotten through the rotation, (x', z') , or a system with horizontal axis x and vertical axis v . The fact that v may be considered as a coordinate, is readily seen by writing (1) as

$$z = z_0 + a_1 x + a_2 u \quad (6)$$

where $z_0 = v_0 / b_2$, $a_1 = -b_1 / b_2$, $a_2 = 1 / b_2$. This transformation is one-to-one so that to each couple (x, v) corresponds one and only one value of z . After a rotation by the angle r , the expression for the travel time inside a triangle becomes:

$$\frac{1}{b} \int \frac{ds}{z'} \quad (7)$$

Since b is constant, (7) has essentially the same form as (5). We see that the problem of inversion is equivalent when formulated either in terms of z' , or in terms of v . For a triangle, we can write:

$$\delta (\Delta T) = \frac{\partial (\Delta t)}{\partial v} \delta v = \frac{\partial (\Delta t)}{\partial z'} \delta z' \quad (8)$$

but we wish to explain the time residuals $\delta(\Delta t)$ having as variable the z -coordinate while keeping x fixed, so that we can write:

$$\delta (\Delta T) = \frac{\partial (\Delta t)}{\partial z} \delta z \quad (9)$$

from (8) and (9), we obtain

$$\frac{\partial (\Delta t)}{\partial z} = -b_2 \frac{\partial (\Delta t)}{\partial v} \quad (10)$$

where we have used $\delta z' = \delta z \cos r$ and $r = -\tan^{-1}(b_1 / b_2)$ (figure 2).

Finally, in a fashion similar to equation (4), the z -derivative of the total travel time is

$$\frac{\partial t}{\partial z_i} = \sum_{T_i} \frac{\partial \Delta t_{T_i}}{\partial z_i} \quad (11)$$

A problem that could be critical emerges when we attempt the inversion using mixed (v and z) parameters corresponding to the same point. However, it is easy to show that total linear dependence between related columns of the matrix is broken when we consider lateral heterogeneity. Finally, the z -parameterization allows two new things: 1) we can combine the use of mixed parameters corresponding to the same point, and 2) we can add conditions by operating directly on the variations of depth, as we will see in the following section.

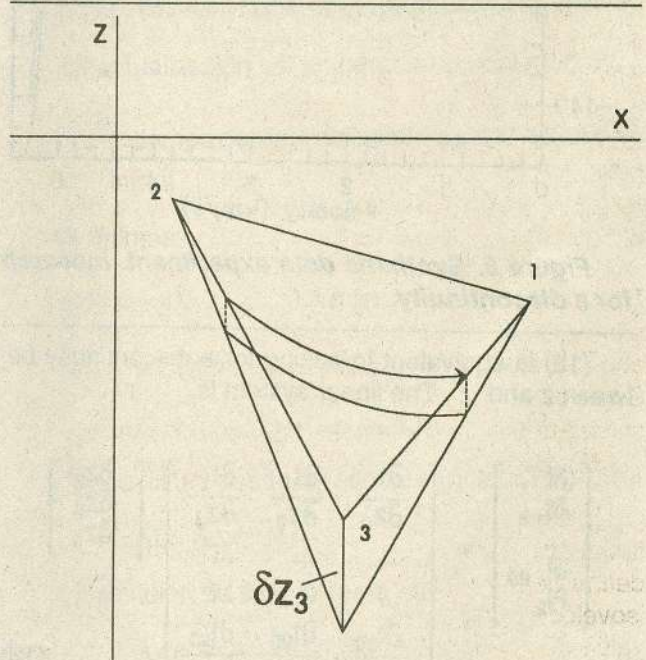


Figure 2. The perturbation δz causes a deformation of triangle.

EXAMPLES

The first example is the search of a discontinuity, departing from a smooth model and the raw data from rays bottoming in the lower medium. The "actual" model is shown in figure 3, together with the results of the first, fifth and seventh iteration. In this example we use twenty travel times, and three z-points as parameters. To this we added the condition

$$H_2 = \delta z_3 - \delta z_2 \quad (12)$$

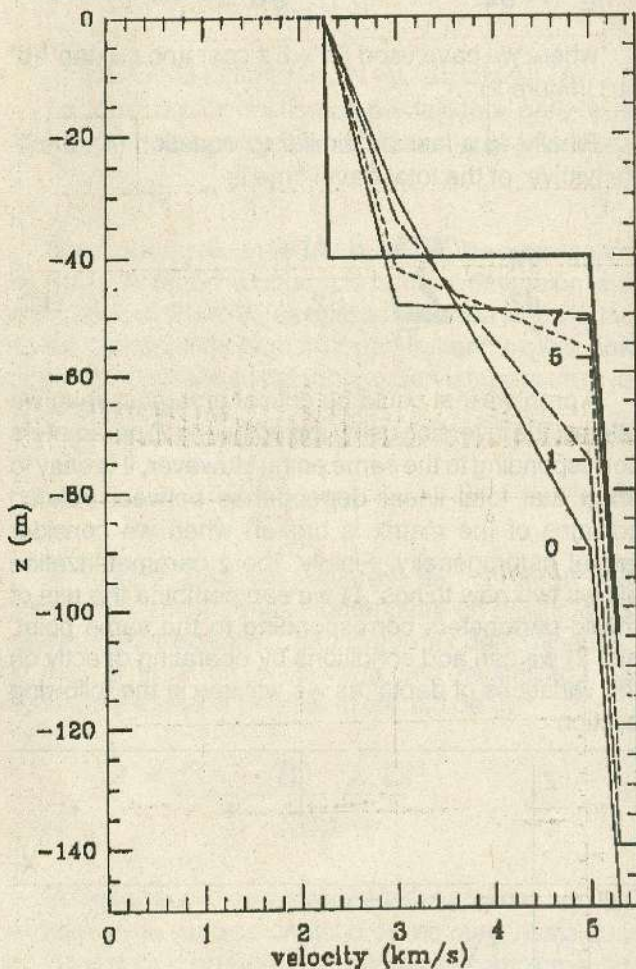


Figure 3. Synthetic data experiment. In search for a discontinuity.

(12) is equivalent to asking for a discontinuity between z and z . The linear system is

$$\begin{bmatrix} \delta t_1 \\ \delta t_2 \\ \dots \\ \delta t_{20} \\ H_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial z_2} & \frac{\partial t_1}{\partial z_3} & \frac{\partial t_1}{\partial z_4} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial t_{20}}{\partial z_2} & \frac{\partial t_{20}}{\partial z_3} & \frac{\partial t_{20}}{\partial z_4} \\ -1 & +1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta z_2 \\ \delta z_3 \\ \delta z_4 \end{bmatrix} \quad (13)$$

The results of the seventh iteration may be improved adding more data to (13). Although the fifth iteration yields better residuals, the seventh represents a discontinuity. The second example is given in figure 4. Here, we simulated a basin shaped discontinuity with velocities 2.3 and 5.5 (km/s) just above and below the discontinuity. The travel time for an explosion at the origin yielded an initial average model. We simulated near vertical-critical refractions from a set of smaller arrays. The parameters were twelve v-points and their corresponding six z-points. The "real" model and the results of three iterations are shown in figure 5.

REAL DATA:

In this very simple example we chose the travel times from an explosion and the reported results shown in figure 6. Two steps were required. In the first the common depth for the two media was inverted to obtain an average depth. In the second, we added points to the discontinuity in order that it could basculate. The result of this example is given in figure 7.

CONCLUSIONS:

We have shown by means of very simple formula that the problem of finding boundaries between media can be solved with a high degree of accuracy, while keeping the number of parameters low. Both velocity and depth parameters may be used if lateral heterogeneity is present. Three-D extension of the method is highly desirable.

REFERENCES:

- Aki K., 1977, Three dimensional seismic velocity anomalies in the lithosphere. J. Geophys., 43,235-242.
- Bishop T.N., Bube K.P., Cutler T.T., Langan R.Y., Love P.L., Resnick J.R., Shuey D.A., Spindler, and H.W. Wyld, 1985. tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. Geophysics, 50,6,903-923.
- Huang H., C.Spencer, and A.Green, 1986. A method for the inversion of refraction and reflection travel times for laterally varying velocity structures. Bull. Seism. Soc.Am., 76,3,837-846.
- Jackson D.D., 1972. Interpretation of accurate, insufficient and inconsistent data. Geophys. J.R. Astr. Soc., 28,2,97-110.
- Jones G.M., and D.B. Jovanovich, 1985. A ray inversion method for refraction analysis. Geophysics, 50, 11, 1701-1720.
- Madrid, J.A., 1986. New formula for linear travel time inversion in two-dimensional heterogeneous media. Theory and results. Geophys. Int., 25, 3, 361-382.

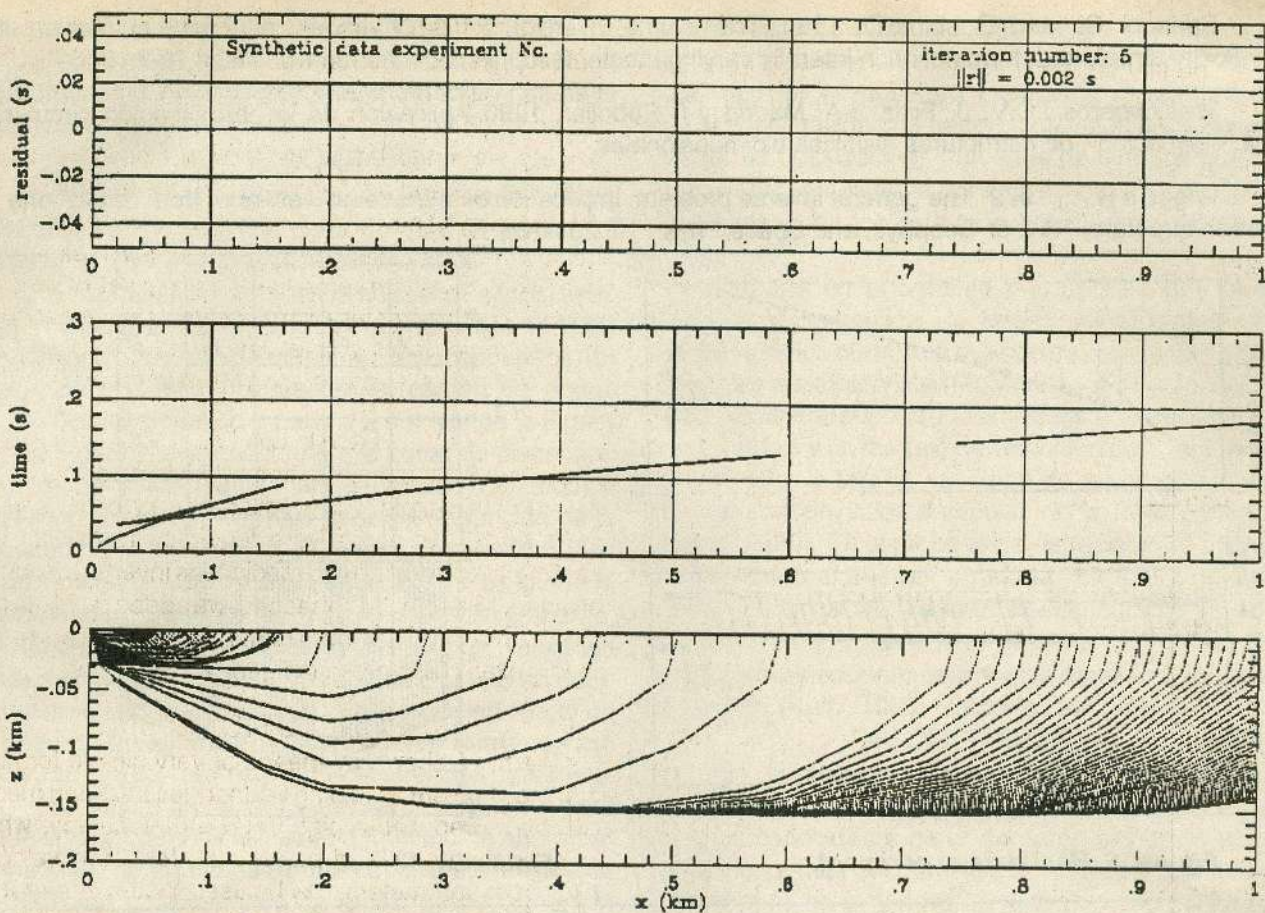


Figure 4. Synthetic data experiment. The true model is a basin.

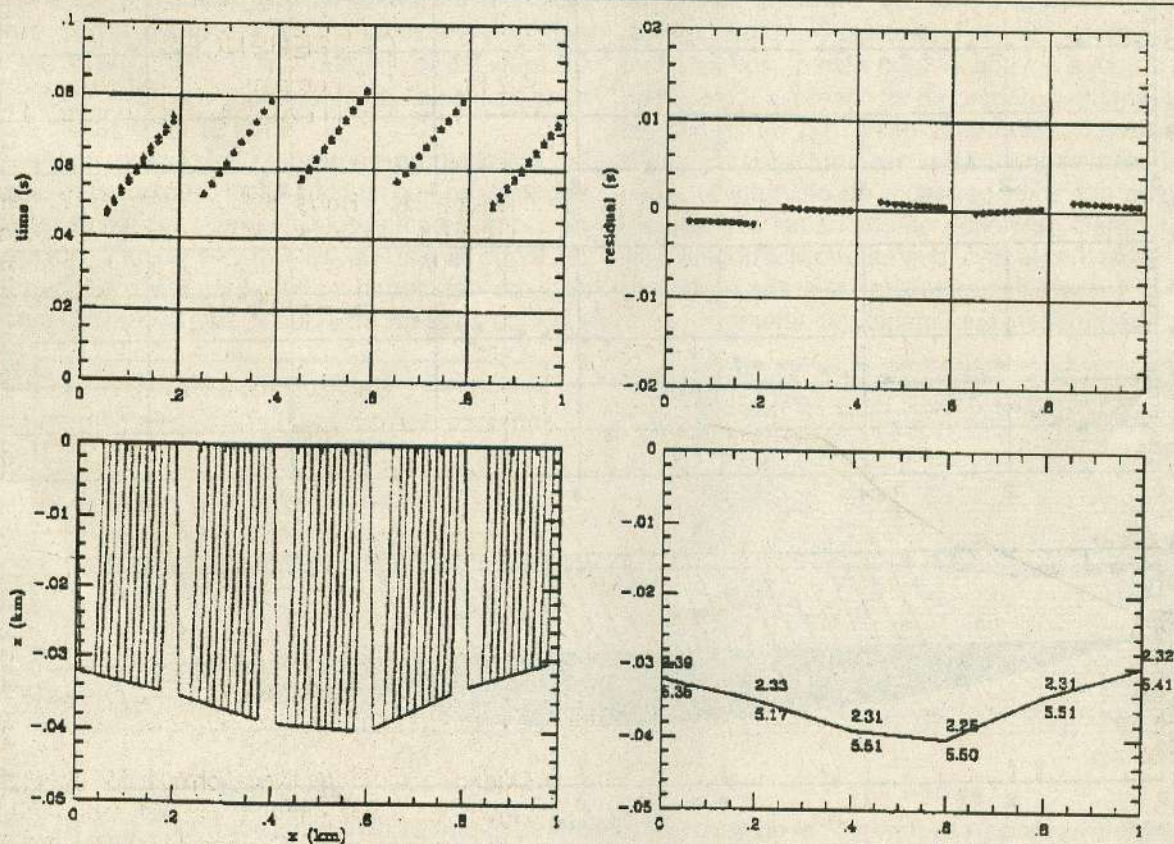


Figure 5. Results in the third iteration.

Spencer C., and Gubbins D. 1980. Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J.R. Astron.Soc.*, 63,1,95-116.

Traslosheros J.C.V., J. Frez, J.A. Madrid y C.Rebollar, 1990. Aplicación de la aproximación circular en la estimación de estructuras sísmicas bidimensionales.

Wiggins R.A., 1972. The general inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure: *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 10, 251-285

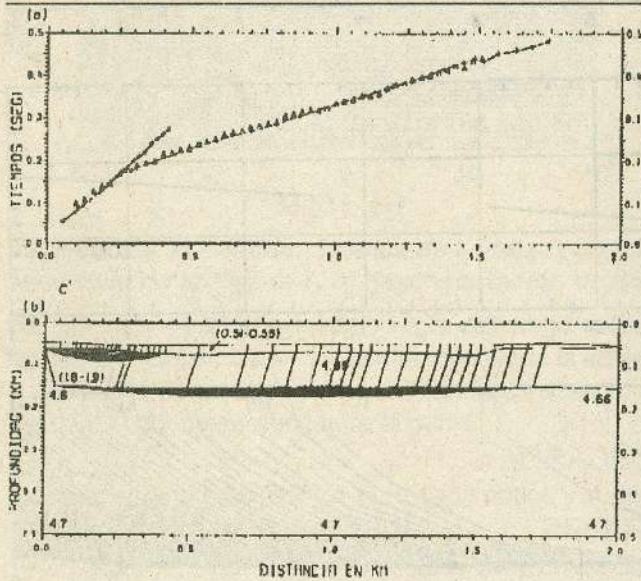


Figure 6. Real data experiment.

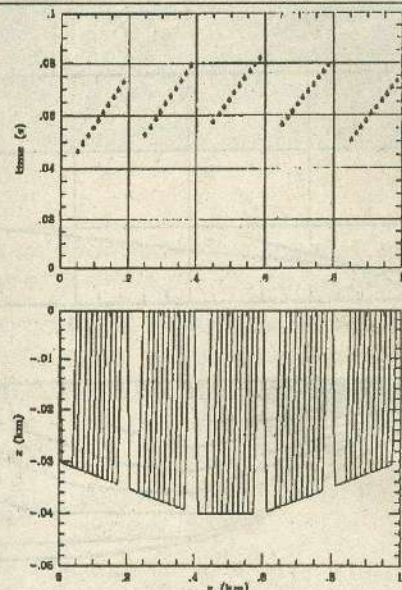


Figure 5a. Target model.

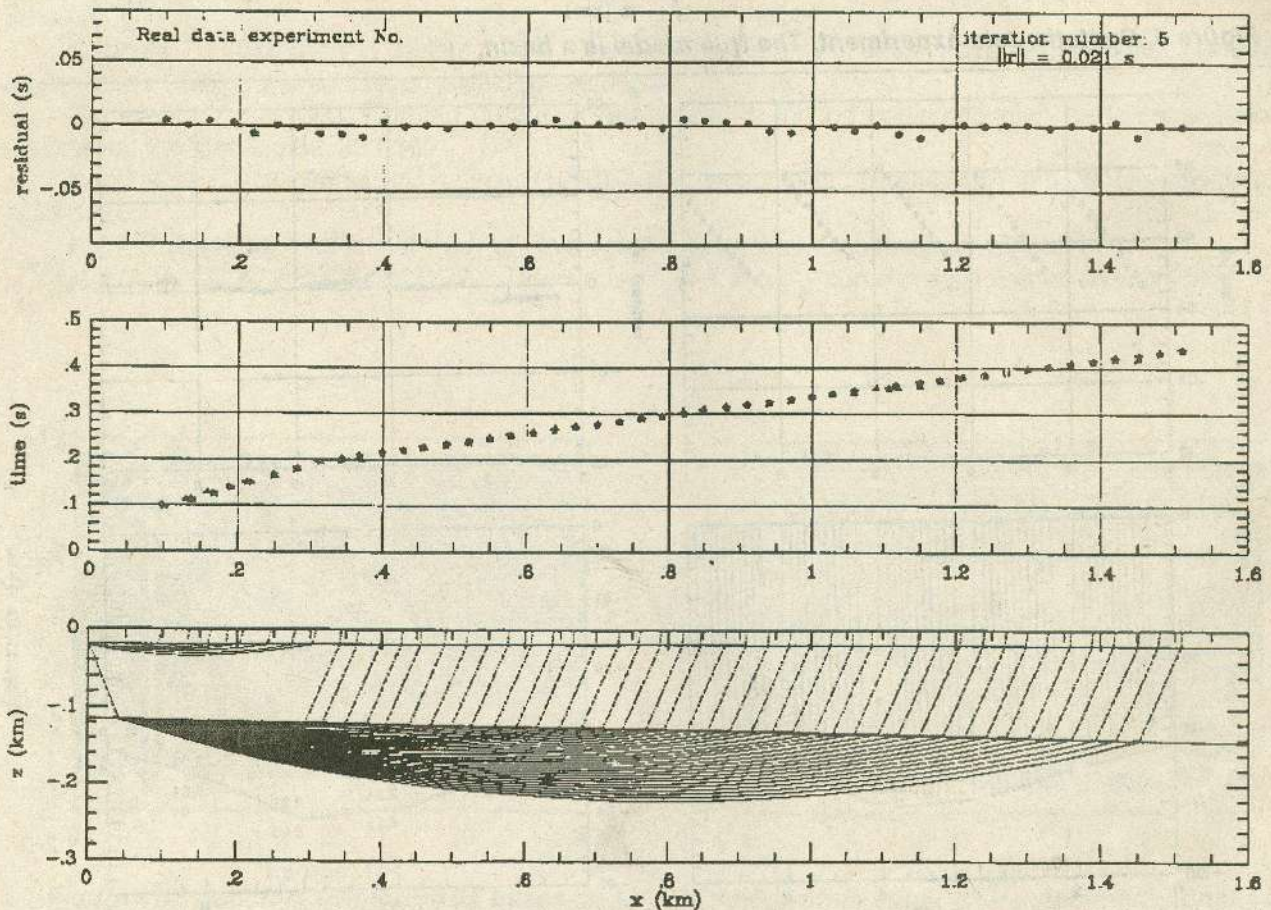


Figure 7. Results in the third iteration, second step.

NOTICIAS DE LA UNION

SOCIOS CON CUOTA 1992 PAGADA

S. ALVAREZ (OF), M.A. ALATORRE (OF), J. ALVAREZ (OF), V.M. ARELLANO (GET), A. AMADOR (OF), M.L. ARGOTE (OF), J. ARREDONDO (-), J. ADEM (CA), F.J. ALVAREZ (EXG), R.M. BARRAGAN (GET), J. BRASSEA (-), E. BUENDIA (CA), H. BOHNEL (EXG), J. CRUZ (EXG), R. CABRERA (EXG), F. CASTREJON (EXG), T. CAVAZOS (CA), A. CERON (EXG), E. CONTRERAS (GET), S.P.R. CZITROM (OF), R. CASTRO (S), L. DELGADO (T), E. DE LA TORRE (GET), J.M. ESPINDOLA (V), F. ESPARZA (EXG), S. FARRERAS (OF), J. FREZ (S), I. FERRO (EEP), C. FLORES (EXG), M. FIGUEROA (CA), G. GUTIERREZ DE V. (OF), J.J. GONZALEZ (S), E. GLOWAKA (S), M. GUEVARA (GET), L. GONZALEZ (S), R. GARDUÑO (CA), T. GONZALEZ M. (EXG), E. GOMEZ T. (EXG), J. GARCIA A. (T), I. GALINDO (CA), I. HERRERA (EXG), T. HASENKA (V), Z. JIMENEZ (S), E. JAUREGUI (CA), M. LOZADA (EXG), M.F. LAVIN (OF), L. LEMOYNE (CA), O. LAZARO (EXG), M. MARTINEZ (EXG), F. MEDINA (V), J. MARTINEZ G. (S), J.M. MORALES (GET), D.D. MONREAL (OF), L. MUNGUIA (S), R. MARTINEZ (EXG), C.D. MONZON (OF), C. NAVA (OF), J.L. OCHOA (OF), B. PALMA (CA), E. PAVIA (OF), H. PEREZ DE T. (EEP), C. POLA S. (-), L. PONCE (S), A.R. PADILLA (OF), G. RONQUILLO (EXG), L.C. RAMIREZ (EXG), R. ROBERTS (EXG), E. ROMERO (S), J.M. ROMO (EXG), P. RIPA (OF), D.A. SALAS (OF), F. SANCHEZ S. (S), F. SABINA (S), M. SUTER (T), H. SANDOVAL (OF), H.A. SILVA (CA), N. SEGOVIA (V), O. SANCHEZ (OF), M.C. SUAREZ (GET), F. SUAREZ (T), A. TRASVIÑA (OF), V. TORRES (-), A. VIDAL (S), D. TERREL (EXG), J. URRUTIA (EXG), R. VEGA (EXG), R. VAZQUEZ (EXG), V. WONG (S), J. YAMAMOTO (S), I. YOKOYAMA (V).

ESTUDIANTES

M.F. BARAJAS (OF), S. BAZAN (EXG), M. GUZMAN (-), S. GONZALEZ H. (-), D. GARZA (-), C. MORAIRA (-), J.O. NAVARRO, J.C. ORTIZ (-), M.A. PEREZ F. (-), J. REYES (-), S. VILLARREAL

INTEGRACION LATINOAMERICANA DE GEOFISICOS

El ultimo dia de octubre de 1991, durante el segundo congreso internacional de la Sociedad Brasileña de Geofisica celebrada en Brazil, se realizo una reunion extraordinaria con objeto de integrar a las comunidades geofisicas de America Latina. En el encuentro se analizaron los siguientes puntos:

a) Se considero necesario incrementar el intercambio, a traves de eventos academicos como cursos, simposio o congresos, de las diferentes asociaciones geofisicas de latinoamerica.

b) Intercambiar correspondencia e informacion de las actividades que lleva a cabo cada asociacion geofisica en su respectivo pais.

c) Confeccionar un calendario anual de eventos promovidos por las diferentes asociaciones geofisicas

de latinoamerica. El primer calendario sera coordinado por la asociacion brasileña.

d) Conseguir apoyo para que al menos un representante de cada asociacion geofisica participe en los eventos de caracter latinoamericano que se promuevan.

Como punto final se decidió continuar la discusión sobre la integración latinoamericana durante el VI congreso venezolano de Geofisica que se llevara a cabo en agosto de 1992. Una tercer ronda de platicas estan programadas como parte del tercer congreso internacional de la Soc. Brasileña de Geofisica que tendrá lugar en Rio de Janeiro en 1993. Por parte de México participo el M.C. Juan Madrid, sismólogo del CICESE.

PALABRAS ENVIADAS POR EL LIC. G. COSIO VIDAURRI, GOBERNADOR CONSTITUCIONAL DEL ESTADO DE JALISCO, A LA INAUGURACION DE LA REUNION 1991 DE LA UGM.

Sr. Mario Martinez G. Presidente de la Union Geofisica Mexicana, sr. Dr. Efrén Calderón, Presidente Mpal. de Puerto Vallarta, Distinguidos miembros del Presidium, señores participantes de esta reunion anual:

Con profunda satisfacción para mi persona ocurro a esta ceremonia inaugural de la Reunion Anual de la Union Geofisica Mexicana, con la honrosa representacion del ciudadano Lic. G. Cosio Vidaurri, gobernador constitucional del Estado de Jalisco, quien al haber contraído compromisos con antelación no le fue posible estar en este tan importante evento como eran sus deseos.

Sabedor de que su organización tiene dentro de sus funciones preponderantes el desarrollo de la investigación que permita la utilización racional de los recursos tanto renovables como no renovables, en sus aspectos geofísicos, geológicos, meteorológicos, oceanográficos, etc. así como el entendimiento de los diferentes aspectos que afectan nuestro planeta y particularmente a nuestro país, y de que igualmente ofrece la oportunidad de mostrar los avances de las investigaciones que sobre el particular se han realizado en este ultimo año, me pide les reconozca el que hubieran escogido este hermoso lugar de la costa de Jalisco y participa a ustedes su mas cordial bienvenida a este estado.

El lic. Cosío Vidaurre está cierto de que los resultados que se obtendrán en esta semana de intercambio de experiencias y discusión de nuevas aplicaciones al quehacer científico que desarrollan, redundarán en beneficio de nuestro país. Así también está seguro de que recibirán en Puerto Vallarta la tradicional hospitalidad que caracteriza a nuestro estado. Muchas gracias.

CONGRESO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA Y GEOFISICA DE LA SOCIEDAD VENEZOLANA DE GEOLOGOS Y LA AAPG AMERICANA.

DEL 14 AL 17 DE MARZO DE 1993 EN CARACAS, VENEZUELA.

EL EVENTO BRINDA LA OPORTUNIDAD DE TENER UNA BUENA VISION DEL POTENCIAL PETROLERO DE SUDAMERICA Y VENEZUELA.

HABRA CURSOS CORTOS ORIENTADOS A TOPICOS DE EXPLORACION PETROLERA. FECHA LIMITE DE ENTREGA DE RESUMENES, JULIO 3 DE 1992. INFORMES:

AAPG CONVENTION DEPT. P.O.BOX 979, TULSA, OK 74101 - 0979. USA. TEL 918 584 2555, FAX 918 584 2274.

TRABAJOS PRESENTADOS EN FORMA ADICIONAL:

O. Sánchez " Mapas Gravimétricos y Magnetométricos en la Plataforma de Yucatán".

T. Cavazos " Impacto Climático de la O.S. en el Edo. de Nuevo León".

E. De la Torre " Un Nuevo método en la solución de problemas de transporte en medios continuos".

J.H. Sandoval " Tectónica y Morfología de la margen continental en el sur de Guerrero - Oaxaca, México, a partir de datos geofísicos".

R. Castro " Desplazamientos de las ondas P y S de modelos cinemáticos de dislocación".

J. Solnes " The Seismicity and Earthquake hazard in Iceland".

TRABAJOS NO PRESENTADOS DURANTE LA REUNION 1991 DE LA UNION EN PUERTO VALLARTA, JALISCO.

S. Belmonte 085	EXG 19	G.M. Huerta	055 EXG 15	J.L. Meza	027 EXG 06
L. Ramos 169	EXG 24	M. Vega	092 EXG 20	S. Belmonte	084 EXG 18
J. Ramirez	093 EXG 21	J.M. Espinoza	236 EXG 36	F.J. Chavez	206 S 40
M. Gonzalez	033 S 01	P.J. Sanchez	072 S 08	R. Mota	115 S 18
C. Javier	189 S 31	M. Chavez	221 S 45	A. Martinez	191 S 33
V. Davydova	019 OF 20	G. Ortega	087 OF 21	G. Ortega	088 OF 22
J.C. Herguera	224 OF 37	G. Reza	158 CA 30	A. Salas	222 CA 32
M. Guevara	083 FQIT 03	I. Casar	124 FQIT 04	E. Contreras	127 GT 12
E. Portugal	235 GT 16	E. Gonzalez	067 GT 05	E. Santoyo	090 GT 06
F. Ascencio	091 GT 07	J. Rosas	042 GT 02	S. Santoyo	209 GT 14
M.V. Peralta	108 GT 09	A. Nava	062 V 06	J. Flores	110 V 12
R. Saucedo	063 V 07	S. Bazan	202 T 11	G. Tolson	198 T 09

PREMIOS DE INVESTIGACION M. MALDONADO K. 1991

Por primera ocasión, la Unión Geofísica otorgó premio Manuel Maldonado K. como reconocimiento a la labor de investigación, en el área de las Ciencias de la Tierra, desarrollada por profesionales que trabajan en nuestro país. Correspondió a los doctores Jaime Urrutia Fucugauchi y Enrique Gomez Treviño recibir este reconocimiento, el cual fué entregado por el presidente de la Unión, Dr. Mario Martinez, durante la asamblea general de la Unión, efectuada en noviembre de 1991, en Puerto Vallarta, Jal.

Cita: Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi. Pocos investigadores pueden decir que en solo 12 años, transcurridos después de terminar su doctorado, su producción científica rebasa el centenar de artículos publicados. Esto implica la publicación anual de cerca de 10 trabajos; esfuerzo que merece reconocimiento y valoración especial.

Desde sus inicios el Dr. Urrutia fué destacado, su tesis de licenciatura recibió mención honorífica, y su amplio ritmo de trabajo le llevó a ser reconocido en nuestro medio pues en 1988 el Estado de Puebla le otorgó el premio de Ciencias. También gano el premio Tomas Valles en 1986. En esta ocasión, noviembre de 1991, la Unión Geofísica Mexicana le otorga un reconocimiento más al hacerle acreedor de la medalla Manuel Maldonado Koerdell por su amplia y constante trayectoria en la investigación, en el área de las Ciencias de la Tierra, en especial por sus contribuciones al desarrollo del área de Paleomagnetismo; área en la cual ha logrado destacar dentro y fuera de nuestro país.

Su actividad en la Unión como presidente durante 1985 y 1986, y como editor huésped en seis volúmenes especiales de nuestra revista Geofísica Internacional, nos permiten apreciar su participación e interés por las actividades de nuestra asociación. Esperemos que la trayectoria del Dr. Urrutia sirva de estímulo a nuestros jóvenes estudiantes. Estamos convencidos que nuevas distinciones cruzaran por el camino del Dr. Urrutia, pues su juventud y capacidad de trabajo nos hacen confiar en que le espera un brillante futuro.

Cita: Dr. Enrique Gómez Treviño. Entre los investigadores mexicanos que han destacado en el desarrollo de los métodos electromagnéticos para la exploración geofísica está el Dr. Enrique Gomez Treviño. Su línea de trabajo se inició desde la elaboración de su tesis de licenciatura, en 1974, referente a las ecuaciones de Poisson y Laplace para Campos Generales. Dicha tesis le permitió ser distinguido con un diploma del CONACyT. Su Trabajo ha continuado en una línea similar, el desarrollo de métodos electromagnéticos de exploración geofísica; aspecto que le ha permitido publicar mas de una docena de artículos en revistas de circulación internacional.

En 1981 obtuvo su doctorado en Geofísica en la Universidad de Toronto; en ese país inició su práctica profesional realizando diversos trabajos para compañías privadas como la Unión Oil de California, la Atomic Energy of Canada o la Energy, Mines and Resources de Canada.

Sin duda, el Dr. Gomez Treviño es actualmente uno de los profesionales mas destacados en el área de la Exploración Geofísica en México, aspecto que ha sabido compaginar con su actividad docente. Correspondió a él ser director de la primera tesis doctoral, en el área de la geofísica, que otorga el CICESE, además de que ha dirigido media docena de tesis de maestria y otro tanto de tesis de licenciatura en los últimos años.

Por su trayectoria académica y de investigación la Unión Geofísica Mexicana le otorga, como reconocimiento, la medalla Manuel Maldonado Koerdell.

MONOGRAFIAS DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, INVITACION A ENVIAR CONTRIBUCIONES

La Unión Geofísica Mexicana iniciará la edición de una serie de libros con el título general de "Monografías de la Unión Geofísica Mexicana".

Estos libros pretenden cubrir los siguientes objetivos:

- a) Ofrecer a los estudiantes de licenciatura y posgrado literatura geofísica en español, mediante la exposición de temas de investigación reciente.
- b) Ofrecer a los estudiantes de licenciatura y posgrado literatura en español, que contenga artículos de revisión sobre temas de actualidad científica.
- c) Ofrecer a los lectores en general, el panorama de la investigación que se lleva a cabo actualmente en México sobre temas de geofísica. Cada monografía contará con uno o varios editores quienes se encargaran de establecer la mecánica de trabajo en cada tema, vigilando la calidad de las contribuciones así como la trascendencia de la misma. Los interesados en participar favor de ponerse en contacto con los editores:

MONOGRAFIA NUMERO 1 SISMICIDAD EN MEXICO. EDITOR: DR. GERARDO SUAREZ R. Instituto de Geofísica - UNAM A. Postal 21 - 499, México 04000 D.F. Tel. 548 5892 Fax 550 2486

MONOGRAFIA NUMERO 2 TECTONICA DEL OCCIDENTE DE MEXICO EDITOR: M.C. LUIS A. DELGADO A. CICESE A. Postal 2732, Ensenada 22800 B.C. Tel. 667 44501 - 06 Fax 667 44933

MONOGRAFIA NUMERO 5 ASPECTOS DE OCEANOGRAFIA EN MEXICO EDITOR: DR. MIGUEL LAVIN CICESE A. Postal 2732, Ensenada 22800 B.C. Tel. 667 45050 - 53 ext-4038 Fax 667 45154

INFORMACION

Congreso Sociedad Venezolana de Geólogos:
RECURSOS NATURALES. 14 A 17 DE MARZO DE 1993.

Resúmenes hasta julio 3 de 1992.

Contacto: A.R. Martinez, Col. Ingeniería, Parque Los Caobos, Caracas 1010 Ven. Tel. 158 257 20 734 Fax 158 257 53 968,

Fourth Multidisciplinary Conference in Sinkholes and The Eng. and the Enviromental impacts of Karst. Enero 25 a 27, 1993. Panama City, Florida USA. Abstracts to June 15, 1992. Manuscript deadline Sept 15 Contact: Bary F. Beck, Florida Sinkhole Res. Institution Univ. Central Florida, Res. Building "A", Orlando Florida 32816. USA Tel. 407 823 32816

10th International Conference on Basement Tectonics Univ. Wisconsin, August 3 - 7, 1992.,

Contact: Richard Ojakangas, Dept. of Geology. Univ Minnesota - Duluth. Duluth MN 55812 - 2496 Phone 218 726 7238 Fax 218 726 6360,

Asociación Mexicana Geofisicos de Exploración A.C. Symposium de Geofisica

23 a 25 de septiembre, 1992. México D.F.

Contacto: Jorge Vera S. A. Postal 57-275, México 06500 D.F. Fax 254 0846 y 567 8285

1992

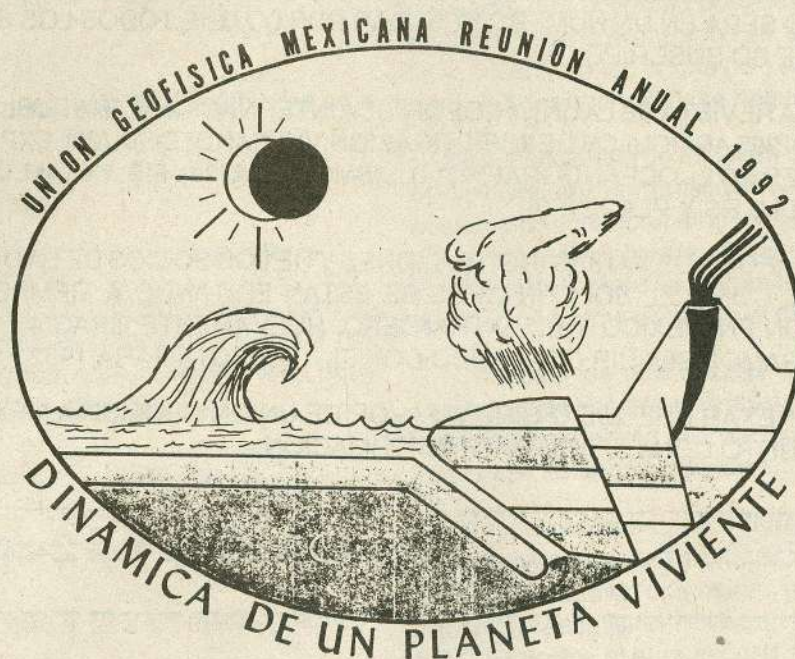
1992

REUNION

UNION GEOFISICA MEXICANA

9-13 NOVIEMBRE

PUERTO VALLARTA, JAL.



SISMOLOGIA
GEOQUIMICA
VULCANOLOGIA
TECTONICA
GEOHIDROLOGIA

PETROLOGIA
GEOL. ESTRUCTURAL
GEOMAGNETISMO
FIS. QUIM. INTERIOR
DE LA TIERRA

EXPL. GEOFISICA
MATEMATICAS APLICADA
A LA GEOFISICA
CONTAMINACION
ATMOSFERICA

C. ESPACIALES
AERONOMIA Y C.
DE LA ATMOSFERA
CLIMATOLOGIA
OCEANOGRAFIA

Recepción de Resúmenes Hasta Septiembre 10

PUERTO VALLARTA, JAL.
HOTEL FIESTA AMERICANA
9 - 13 - NOVIEMBRE

INFORMES

F. MEDINA
IGF-UNAM
A. POSTAL 2681
ENSENADA 22800 B. C.
TEL. 91 667 4-46-02
FAX 91 667 4-46-03

C. GAY
C. DE LA ATMOSFERA UNAM
CD. UNIVERSITARIA
MEXICO 04510 D. F.
FAX 91 5 548 97 81



UNION GEOFISICA MEXICANA



UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTIMADO SOCIO:

DESEAMOS AGRADECER A TODOS LOS MIEMBROS DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA SU IMPORTANTE APOYO AL EFECTUAR EL PAGO DE SU CUOTA ANUAL. DURANTE LOS ULTIMOS AÑOS HA SIDO UNA AYUDA IMPORTANTE PARA REALIZAR LAS DIVERSAS ACCIONES LLEVADAS A CABO POR LA UGM.

EN LOS ULTIMOS DIEZ AÑOS, LA UNION GEOFISICA HA LOGRADO ORGANIZAR 10 REUNIONES NACIONALES EN LAS CUALES SE HAN PRESENTADO 1680 TRABAJOS DE INVESTIGACION: SISMOLOGIA (338), GEOLOGIA, TECTONICA, VULCANOLOGIA, PALEOMAGNETISMO Y GEOQUIMICA (363), GEOHIDROLOGIA, GEOTERMIA Y EXPLORACION GEOFISICA (397), OCEANOGRAFIA FISICA (203), CIENCIAS DE LA ATMOSFERA Y ESTUDIOS ESPACIALES (378). LOS RESUMENES DE LOS TRABAJOS PRESENTADOS HAN APARECIDO COMO NUMEROS ESPECIALES DEL BOLETIN GEOS, PERO A PARTIR DE ESTE AÑO LO SERA EN UN NUMERO REGULAR POR LO QUE TODOS LOS SOCIOS LO RECIBIRAN COMO PARTE DE SU SUSCRIPCION.

ASI MISMO, LA REVISTA DE LA UNION, GEOFISICA INTERNACIONAL, HA PUBLICADO 10 VOLUMENES QUE CONTIENEN 265 ARTICULOS DE INVESTIGACION: VULCANOLOGIA (23), EXPLORACION GEOFISICA (33), C. ATMOSFERA (72), OCEANOGRAFIA (14), SISMOLOGIA (38), FIS. Y QUIM. INT. TIERRA (51), GEOL. (22), EST. ESPACIALES Y PLANET. (6).

GRACIAS AL APOYO DE VARIAS INSTITUCIONES Y DE LOS SOCIOS DE LA UGM TANTO GEOFISICA INTERNACIONAL COMO EL BOLETIN GEOS SE ESTAN EDITANDO A TIEMPO Y CADA DIA TIENEN MAYOR DIFUSION EN MEXICO Y EL EXTRANJERO. NUEVAMENTE GRACIAS POR TU IMPORTANTE APOYO Y ESPERAMOS SEGUIR CONTANDO CON EL. LA CUOTA PARA 1992 ES DE \$60,000 PESOS.

FAVOR DE ANEXAR CHEQUE O GIRO A FAVOR DE UNION GEOFISICA MEXICANA, POR CORREO CERTIFICADO, JUNTO CON LA SIGUIENTE INFORMACION:

NOMBRE _____

DIRECCION _____

TEL _____ FAX _____

REMITIRLO A:

UNION GEOFISICA MEXICANA

AT'N FRANCISCO MEDINA

INSTITUTO DE GEOFISICA UNAM

APARTADO POSTAL #2681

ENSENADA 22800 B.C.

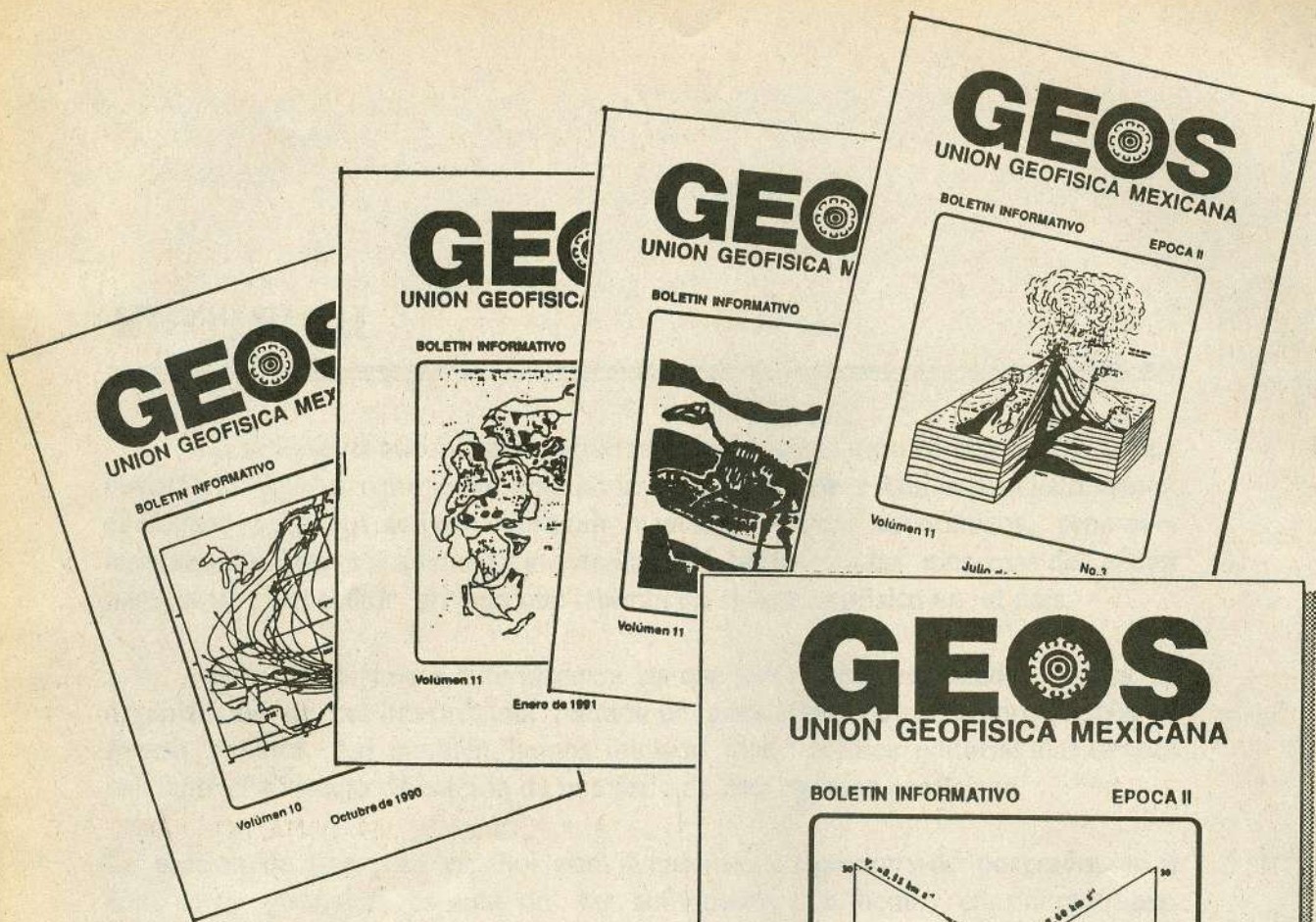
O

UNION GEOFISICA MEXICANA

AT'N ANA PEREDA

INSTITUTO DE GEOFISICA UNAM

CD. UNIVERSITARIA. MEXICO 04510 D.F.



geofísica internacional

CONTENTS

Volume 31, 1, January-March 1991

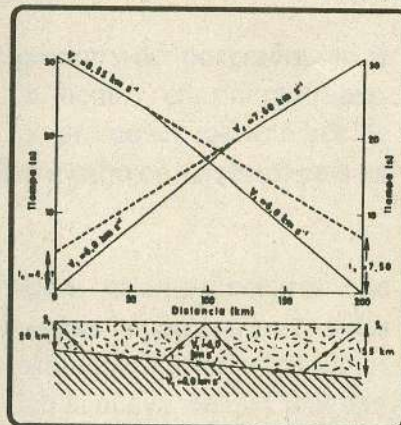
Proceedings of the 3rd Latin American Conference on Space Geophysics (Kananak)

- | | |
|---|----|
| J. C. ROEDERER: The Earth's magnetosphere as a heliopause | 3 |
| W. B. GONZALEZ, A. L. CLAJA DE GONZALEZ and S. T. THIRUBATNAM: Ionospheric magnetospheric coupling during auroral perturbations during a solar minimum | 11 |
| H. PEREZ DE YEJADA: Sources of the Venus ionosphere | 19 |
| J. F. VALDES-CALICIA: Ionospheric magnetic field fluctuations and the propagation of cosmic rays | 29 |
| B. MEHVOOLA and S. PEREZ ENRIQUETA: Solar activity and "El Niño" | 41 |
| S. PEREZ ENRIQUETA and H. BURAND: Synthetic particle acceleration by a random electric field in coronal loops | 47 |
| M. LANCADORTA and E. BRAVO: Solar microwave bursts in millimetre - Observations from Mexico City | 51 |
| P. MURALIDHARAN and M. A. ABDU: Negative P-region plasma structure observed by active radar Longman and high frequency experiment profiles from Natal, Brazil | 59 |
| E. G. CORBARD and M. STORNI: The response of Los Cerrillos detectors to the 1990/91 CLE event | 63 |
| E. G. STERNBERG, E. S. JOHNSON and M. STORNI: A neutron monitor on Elag George Island | 75 |
| L. LUIS MONTERO, S. LAGO OLASABAL, E. ARAUJO PRADERE, Porfirio Holsinger Caba y su comparación con los resultados del ISL | 89 |
| P. RIZ-ASADUNA and A. M. PEREZ DE LA: Mapping activity in an algorithm based on neural logic: VSP HES and TMI Location imagery | 93 |

GEOS UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



Volúmen 12

No. 1

Enero de 1992

geofísica internacional

CONTENTS

Volume 31, 2, April-June 1991

- | | |
|--|-----|
| G. MORA ALVAREZ, C. CABALLERO MIRANDA, J. URBUTIA PUECOAL-CH and B. UCHIRRI: Seismological evidence of volcanic activity in the State of Los Coahuila, State of Mexico: A preliminary 3-D seismic and geodetic study | 61 |
| R. F. HERRANDEZ-REYES and S. FERNANDEZ: Un flujo subterráneo de volcánica reciente con implicaciones tectónicas de reflexión | 71 |
| J. LUCIO-PARRA, A. PEREZ-VEGA and M. RUIZ-SALAS: Fenómeno de precesión de la energía del campo magnético en el centro de la zona de México | 81 |
| B. HERRANDEZ: Seismicidad tectónica y sismos del valle de México, México | 97 |
| J. J. CAMPAÑA-ENRIQUETA, J. O. CAMPOS-ENRIQUETA and J. URBUTIA-PUECOAL-CH: Variación cíclica de la actividad sísmica en los volcanes del campo geotérmico de México | 107 |

Recordamos a todos los miembros de la Unión que la cuota para 1992 es de \$60,000.00 (SESENTA MIL PESOS 00/100 M.N.), la cual dá derecho a recibir las revistas Geofísica Internacional y el Boletín GEOS.

Favor de hacer llegar su cuota a:

F. Medina
Instituto de Geofísica UNAM
Apdo. Postal 2681
Ensenada, 22800 B.C.

ó

Ana Pereda
Instituto de Geofísica UNAM
Cd. Universitaria
México, 04510 D. F.

Notificamos que a partir del Volúmen 29, correspondiente a 1990, la revista Geofísica Internacional cambiará de formato y que los editores serán Dr. Federico Sabina (IIMAS-UNAM) y Dr. Cinna Lomnitz (IGF-UNAM). Aprovechamos la oportunidad para alentarlos a enviar contribuciones, tanto a Geofísica Internacional como a nuestro Boletín Geos. Este último está abierto a toda información que deseen comunicar así como a sugerencias y comentarios que ayuden a fortalecer la Unión.

Con un cordial saludo.

M.C. Rene Garduño
Secretario General.

RENOVACION MEMBRESIA UGM-1991

Nombre _____

Dirección _____

Institución _____

Tel.: _____

Adjunto ☐ Cheque pagadero a nombre de la Unión Geofísica Mexicana
☐ Giro Postal

MAESTRIA Y DOCTORADO EN GEOCIENCIAS

Los estudios de posgrado en Geociencias pueden llevarse a cabo en:

Mestría en Geofísica

Area: Tierra Sólida, Ciencias Atmosféricas y Espacio Exterior.
SEDE: Facultad de Ciencias, UNAM, Div. Estudios de Posgrado.
Requisitos: Grado de licenciatura en el área de Ciencias o Ingeniería.
Duración: 4 semestres para cubrir 72 créditos.
Informes: División Estudios de Posgrado, Facultad de Ciencias UNAM
Cd. Universitaria, México 04510, D. F.

Maestría y Doctorado en Geofísica:

Areas: Oceanografía Física, Ecología Marina, Sismología, Exploración Geofísica.
SEDE: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C.
Requisitos: Licenciatura en el área de Ciencias o Ingeniería.
Duración: 4 semestres (maestría), 6 - 8 semestres (doctorado).
Informes: CICESE, Av. Espinoza #843, Ensenada 22800, B. C.
Tel.: 91(667) 44501 - 05, Télex: 056539 CICESE, Fax: 91(667) 60761 y 44933.

Maestría y Doctorado en Geofísica

Areas: Geohidrología, Exploración Geofísica, Sismología y Física del Interior de la Tierra, Estudios Espaciales.
SEDE: Instituto de Geofísica, UNAM
Requisitos: Licenciatura en el área de las Ciencias o Ingeniería
Duración: 4 semestres (maestría), 6 - 8 semestres (doctorado)
Informes: Instituto de Geofísica, UNAM, Unidad Académica y Posgrado
Cd. Universitaria, México 04510, D. F.
Tel.: 91(5)5505364 y Fax: 91(5)5502486
